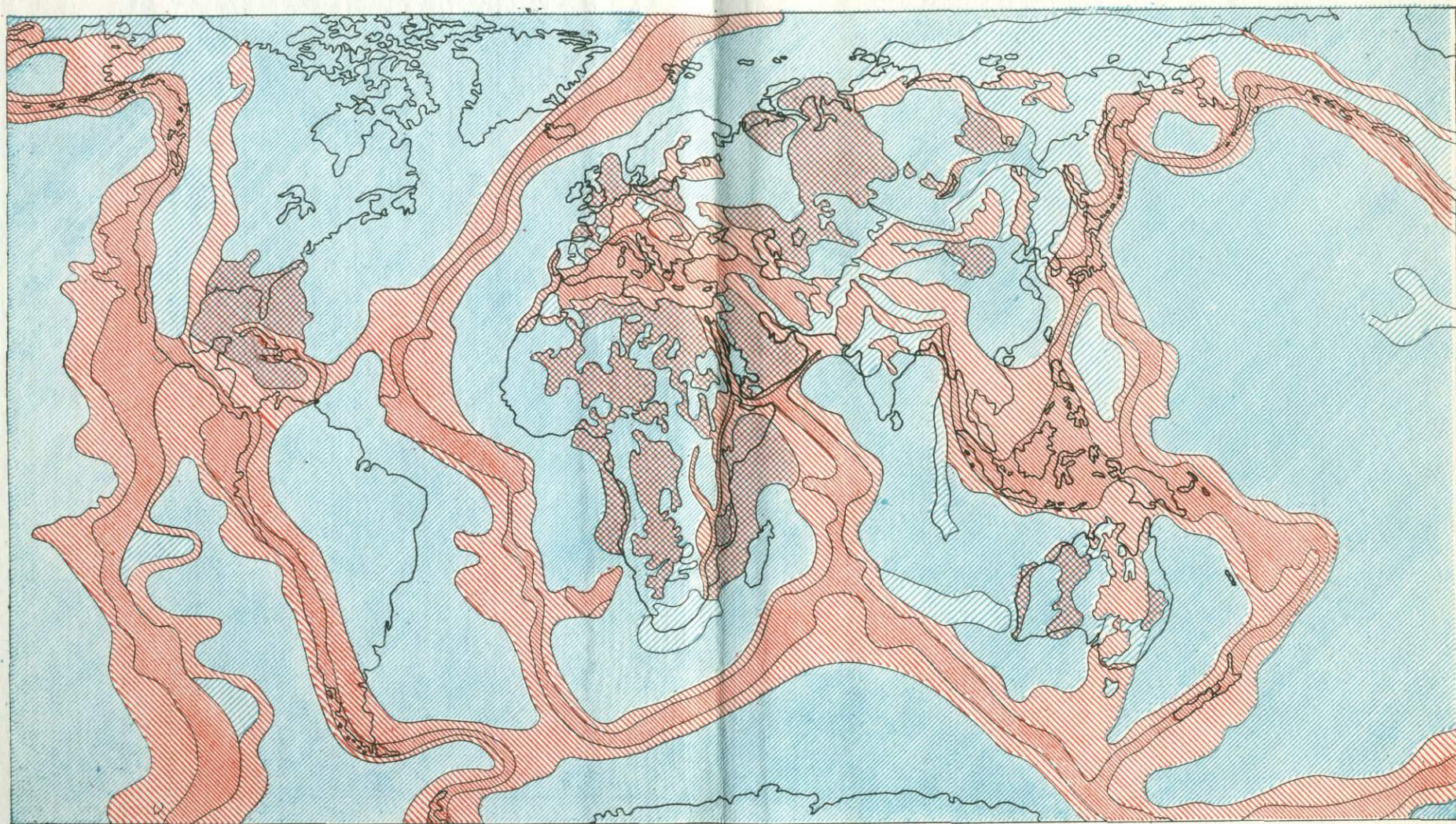


Ф.С. Моисеенко

**ОСНОВЫ
ГЛУБИННОЙ
ГЕОЛОГИИ**



КАРТА ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ЗЕМНОЙ КОРЫ



Области охлажденные с установившимся тепловым режимом

Области, находящиеся в стадии охлаждения

Области, испытывающие разогрев в верхней части земной коры

Области, испытывающие общий разогрев литосферы

Области с резкими колебаниями теплового режима

Ф. С. Моисеенко

ОСНОВЫ ГЛУБИННОЙ ГЕОЛОГИИ

Допущено Министерством
высшего и среднего специального образования СССР
в качестве учебного пособия для студентов
геологических специальностей вузов

18582



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1981



Моисеенко Ф. С. Основы глубинной геологии: Учебное пособие для вузов.— Л., Недра, 1981.— 279 с.

Книга представляет собой первое систематизированное изложение методов, результатов и некоторых проблем глубинных геологических исследований. Рассмотрены содержание и объект глубинной геологии; дано описание геологических, геохимических, физических, петрофизических, геофизических и геолого-геофизических методов исследования; охарактеризованы современные представления о строении и составе земной коры и верхней мантии, а также о природе сейсмических границ; приведены материалы региональных глубинных исследований на материках и океанах; проанализированы взаимосвязи глубинного и приповерхностного строения земной коры. Сейсмичность, изостазия, тепловое поле и вариации геофизических полей во времени рассмотрены в аспекте изучения структуры, состава и состояния земных недр. Предложены решения ряда важнейших проблем геологии на базе результатов глубинных исследований.

Книга предназначена в качестве учебного пособия для студентов старших курсов геологических и географических факультетов вузов. Она может быть полезной широкому кругу геологов, геофизиков и геохимиков.

Табл. 6, ил. 80, прил. 2, список лит. 98 назв.

Рецензенты:

1. Кафедра структурной и морской геологии Ленинградского горного института им. Г. В. Плеханова.
2. Д-р геол.-минерал. наук проф. А. А. Смыслов (ВСЕГЕИ).

ПРЕДИСЛОВИЕ

Все усиливающийся интерес к познанию структуры, состава и состояния земной коры и верхней мантии является следствием научно-технической революции, которая предоставила более широкие возможности для научных исследований и в то же время вызвала резкий рост потребностей народного хозяйства в природном сырье. От глубинных исследований ожидается подготовка научной базы для прогноза поисков глубоко залегающих месторождений полезных ископаемых. Особенно большой импульс получили глубинные исследования земной коры и верхней мантии в результате работ по программе Международного геофизического года (1957—1958 гг.) и по международному Проекту верхней мантии (1964—1971 гг.), инициатором и вдохновителем которого был В. В. Белоусов. По его настоянию этим исследованиям с самого начала был придан геонимический, т. е. геолого-геохимическо-геофизический характер. В последние годы изучение структуры и состава земной коры и мантии, физических характеристик и физического состояния вещества на глубине, а также истории и механизма формирования земных оболочек ведут многочисленные советские и зарубежные коллективы геологов, геофизиков, геохимиков, физиков, петрофизиков. Разрабатываются методы и приемы глубинных исследований.

Большой вклад в познание глубин внесли советские ученые В. В. Белоусов, Г. А. Гамбурцев, Ю. Н. Годин, Р. М. Дементицкая, В. В. Федынский, И. П. Косминская, С. В. Крылов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, Н. А. Беляевский, А. А. Борисов, Н. И. Павленкова, Н. Н. Пузырев, И. В. Литвиненко, Г. Н. Щерба, В. А. Кутюлин, Е. В. Артюшков, В. А. Магницкий, Ю. М. Шейнманн, Е. Н. Люстих и многие другие. Глубинные исследования в нашей стране носят преимущественно комплексный геолого-геофизический характер. Это было предопределено трудами А. Д. Архангельского, В. В. Федынского, Е. Н. Люстиха, Э. Э. Фотиади.

И все же дифференциация науки, узкая специализация ее отраслей имеют своим следствием неформальность глубинной геологии как самостоятельной области геологических знаний. Те или иные методы глубинных исследований развиваются в рамках различных, часто узких специальностей, в том числе и не имеющих прямого отношения к геологии. Аналогично ведутся глубинные геологические работы, которые нередко бывают основаны на абстрактных моделях, далеких от своих реальных геологических образов.

В настоящее время нет книги, дающей представление о содержании и задачах глубинной геологии, ее методах, результатах глубинных геологических исследований и путях решения важнейших геологических проблем на их основе. Соответствующие сведения рассеяны в огромном числе монографий и статей, посвященных отдельным вопросам глубинной геологии или отдельным

регионам. Чтобы в какой-то мере восполнить этот пробел и наметить контуры уже достаточно полно развившейся новой ветви геологии, автор счел возможным предложить читателю данную книгу. Она является изложением курса «глубинная геология», читаемого автором на геологическом факультете Ленинградского государственного университета им. А. А. Жданова с 1971 г.

Книга, несомненно, имеет свои недостатки. Наиболее существенными из них являются: 1) неравномерность освещения разных сторон глубинной геологии с явным уклоном в структурно-геофизический аспект; 2) недостаточная увязка геологических, геофизических, геохимических и иных данных при решении конкретных задач. Первый недостаток трудно преодолеть, не рискуя превратить курс в набор гипотез; для устранения второго пока еще нет достаточной базы.

Освещение и разработка всех проблем глубинной геологии в книге даются с позиций классической геологии. Неомобилистские концепции не получили того отражения, которое соответствовало бы их удельному весу в современной геологической литературе. На это есть две причины: невозможность целостного изложения одновременно с позиций двух взаимоисключающих течений и безусловное, по нашему мнению, преимущество теории геосинклиналей перед мобилистскими гипотезами.

Автор ставил своей целью дать основы глубинной геологии, а не глубинную геологию в целом. Этим объясняется относительное преобладание методических разделов и положений над глубинными геологическими разработками. Вероятно, нет смысла приводить в качестве примеров результаты исследований, основанных на весьма схематичных или слишком общих данных по строению земной коры. Таковы многочисленные работы по металлогеническому районированию, по выявлению зависимостей между глубинной структурой и размещением нефтяных и газовых месторождений. Исключены из числа глубинных те объекты, которые изучаются прямыми геологическими методами, в частности структуры осадочных комплексов, хотя они и представляют огромный интерес с точки зрения поисков различных месторождений.

Книга задумана как учебное пособие, однако отсутствие опубликованного учебного материала по глубинной геологии и даже по отдельным ее разделам заставило автора делать многочисленные ссылки на первоисточники. Список литературы приводится в сокращенном виде.

Автор искренне благодарен за ценные замечания по рукописи книги официальным рецензентам: заведующему кафедрой структурной и морской геологии Ленинградского горного института профессору П. С. Воронову, всему коллективу этой кафедры и заместителю директора Всесоюзного научно-исследовательского геологического института профессору А. А. Смыслову.

Автор особенно признателен Ундине Ивановне Моисеенко — инициатору написания книги и организатору всех работ по оформлению рукописи — и посвящает ей данный труд.

ВВЕДЕНИЕ

Курс «глубинная геология» охватывает круг задач, связанных с изучением зон земной коры, доступных исследованию лишь косвенными методами (геофизическими, петрологическими, геохимическими и т. д.). Рассматриваются методика и результаты изучения глубинной структуры земной коры и верхних частей мантии, а также происходящих в них процессов. Анализируются некоторые специфические приемы и проблемы глубинных исследований, приводятся примеры использования их результатов для решения общетеоретических задач динамической, структурной и исторической геологии в региональном и глобальном планах.

Всякая отрасль знания возникает из необходимости изучения какого-либо предмета или явления, т. е. всякая наука имеет предмет исследования. Тут же возникает вопрос, что именно, какие свойства предмета подлежат изучению и с какой целью. Соответственно глава I книги дает представление о предмете и задачах глубинной геологии.

Исходя из сведений об объекте исследования, его свойствах и из поставленных задач выбирают и разрабатывают методы исследования. От них в значительной степени зависят результаты работы и характер их представления. Методы исследования описываются в главе II.

В результате применения какого-то метода или их комплекса познаются различные стороны объекта. При этом обычно в первую очередь изучают пространственные (геометрические) характеристики объекта, его состав, структуру и соотношение различных частей. Иными словами, прослеживают глубинное строение геосфер в их неподвижном, статическом, состоянии, т. е. в состоянии на момент изучения. Этой проблеме посвящена глава III.

Даже самые точные, объективные данные о пространственных характеристиках тел, слагающих земную кору и мантию, еще недостаточны для создания полного представления об этих геосферах, поскольку они являются живущими, развивающимися частями Земли. Постоянно идут процессы, изменяющие как лик Земли, так и ее внутреннее строение; соответственно изменяются и земные физические поля. Отсюда следует необходимость изучения динамики земных глубин, что является содержанием главы IV.

В одних случаях динамичность земной коры и мантии проявляется весьма резко, как это имеет место при землетрясениях; в других случаях динамичность выражается очень медленным

перераспределением энергии, находящим отражение в таких геологических процессах, как магматизм, колебательные движения и т. п. Соответственно изменяются тепловое поле Земли и ее изостатическое состояние. Сравнительно быстрые изменения геофизических полей, видимо, отражают синхронные процессы в земной коре, мантии или атмосфере. То обстоятельство, что изменения, протекающие в околоземных зонах, по-разному проявляются в породах разного состава и состояния, дает возможность судить о динамике земных недр. Этому способствует и анализ соотношений различных частей земной коры и мантии в пространстве. Особенно перспективно исследование соотношения глубинной структуры и приповерхностной.

В результате изучения статических и динамических характеристик земной коры и мантии намечаются возможные решения ряда проблемных вопросов геологии, чему посвящена глава V.

Конечно, круг этих вопросов очень велик и в книге рассмотрены лишь некоторые из них.

По глубинной геологии существует довольно обширная литература. Большинство публикаций посвящено частным вопросам глубинной геологии, результатам глубинных исследований на конкретной территории или в определенных геотектонических условиях, отдельным методическим разработкам. Есть работы по методам и методике глубинных исследований. Обширна литература о процессах, происходящих в коре и верхней мантии и обуславливающих тектонические движения литосферы, магнообразование, рудогенез и прочие геологические явления. Это, как правило, гипотезы, более или менее вероятные, порой фантастические, хотя и претендующие на роль теорий. При таком обилии гипотетических нагромождений на еще не очень прочном фактическом базисе целесообразно концентрировать внимание не на разработках смелых идей, а на самих фактах, на их надежности, достоверности, соответствии данным приповерхностной геологии.

**ПРЕДМЕТ И ЗАДАЧИ
ГЛУБИННОЙ ГЕОЛОГИИ**

**ОБОСОБЛЕНИЕ ГЛУБИННОЙ ГЕОЛОГИИ КАК СЛЕДСТВИЕ
РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ И ПОТРЕБНОСТЕЙ
НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА**

Геология наряду с решением главной своей задачи — обеспечения минеральным сырьем — должна поставлять промышленным, гидроэнергетическим, строительным организациям надежные данные о характере, механических свойствах и поведении во времени геологических структур. Эти требования обусловили интенсивное развитие геологических исследований, как полевых, экспериментальных, так и теоретических. В результате приповерхностные зоны земной коры на обширных площадях изучены относительно полно; составные части коры, закономерности их распределения и геологического развития выявлены и описаны. Однако в толковании известных фактов и закономерностей, в способах отражения этих закономерностей, в преломлении их в общей системе научного познания до сих пор наблюдаются разноречивость, разногласия и кажущаяся взаимоисключаемость представлений геологов чуть ли не по всем кардинальным вопросам геологии.

Земная кора является продуктом чрезвычайно сложного многообразного взаимодействия различных геосфер; существенное влияние, очевидно, оказывают и космические факторы. Естественно поэтому, что любые толкования важнейших геологических явлений, наблюдаемых на земной поверхности, неизбежно обращаются к данным о глубинах Земли или к сведениям о взаимодействии ее с космическими телами. Но поскольку непосредственному наблюдению геолога доступна лишь тонкая поверхностная пленка земной коры, наши знания о глубинах скудны и порой противоречивы. Возникают весьма контрастные гипотезы, борьба между которыми с переменным успехом может длиться многие десятилетия. Такова более чем полувековая дискуссия между фиксистами, отстаивающими относительное постоянство положения материков в плане, и мобилистами, утверждающими, что континенты совершают горизонтальные перемещения на тысячи километров. Другим примером вечных вопросов геологии является оценка относительной роли вертикальных и горизонтальных тектонических движений в формировании структуры земной коры и масштабность проявления шарьяжей. Далека от завершения и дискуссия о подкоровых и внутрикоровых источниках рудного материала. Конечно, в спорах углубляется познание явлений, отбираются наиболее вероятные решения из числа возможных, но сами по себе дискуссии не могут привести к окончательному решению проблем. Без надежного знания структуры, состава, состояния вещества глубин и происходя-

щих в них явлений невозможно перейти от гипотез к обоснованным теориям.

В любой отрасли геологии есть важнейшие вопросы, решить которые нереально без определенных достижений глубинной геологии.

В учении о полезных ископаемых такими вопросами являются источники рудного вещества, связь металлогенической зональности с тектонической, закономерное размещение рудных месторождений, факторы, обуславливающие моно- или полицикличность оруденения. Весьма важно также выяснить, насколько верны ожидания, что на глубине будут встречены месторождения тех же металлов и неметаллов, какие есть и на поверхности. Ключевым из перечисленных вопросов является первый — об источниках рудного вещества. Если источником служат подкоровые сферы, то очевидно, что поисковые работы, так же как и все глубинные исследования для решения вопросов металлогении, надо сосредоточить на разломах, особенно глубинных. Если же рудные компоненты в какой-то мере поставляются из материала земной коры, то тщательному изучению должны быть подвергнуты структура, состав и состояние коры во всем ее объеме. Таким образом, от исходных позиций по отношению к источникам рудного вещества зависят направление и характер глубинных исследований. Но зависимость эта взаимная: изучение строения коры даже в самых общих чертах может склонить чашу весов в пользу той или иной металлогенической гипотезы.

Петрология в решении некоторых проблем также зависит от глубинных исследований. К таким проблемам относятся происхождение гранитов, пространство и источники тепла в интрузивном магматизме, закономерное распределение магматических пород во времени и в пространстве, соотношение между распространенностью пород разного состава на земной поверхности и в глубинах земной коры и верхней мантии. От решения этих проблем в значительной мере зависит и генеральное направление глубинных исследований. Так, априорно относя первопричину многих петрологических процессов и явлений к большим глубинам, более пристальное внимание обращают на структуру нижней части земной коры и в какой-то мере теряют интерес к ее верхним слоям.

Геотектоника особенно богата проблемами, удовлетворительное решение которых практически невозможно без изучения глубинного строения. К их числу относятся тектоническое районирование, выполнение которого затрудняется из-за фрагментарности сохранившихся структур и многоярусности их строения, а также проблема источников энергии складчатых и разрывных процессов. Перечень задач и проблем геологии, разработку которых тормозит отсутствие надлежащих сведений о глубинах, можно было бы продолжить.

Научно-технический прогресс имеет своим следствием также чрезвычайное ускорение использования сырьевых ресурсов, а вместе с тем и уменьшение перспектив открытия новых месторожде-

ний в приповерхностных условиях, поскольку число их и запасы не безграничны. Поэтому ставится задача расширить изучение земной коры и верхней мантии в целях исследования процессов формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Поиски месторождений, не имеющих четкого проявления на земной поверхности, требуют прежде всего знания, как устроены глубины, на которых мы надеемся найти полезные ископаемые, каковы закономерности размещения месторождений относительно глубинных структур и т. д.

Таким образом, выделение глубинной геологии в самостоятельную ветвь геологической науки есть закономерный результат развития знаний о Земле и научно-технического прогресса в целом, ответ геологии на запросы практики.

СОДЕРЖАНИЕ ГЛУБИННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глубинные исследования обычно ассоциируются с геофизическим изучением недр. В действительности геофизическими методами, как правило, устанавливаются лишь геометрия и геофизические параметры внутриземных неоднородностей и границ раздела в коре и мантии. Это — важнейшая, но не единственная задача глубинной геологии. Состав земной коры и мантии, физическое состояние, свойства и поведение вещества на разных уровнях изучаются геохимией и петрофизикой с привлечением разнообразных экспериментальных исследований. Заметный вклад в решение задач глубинной геологии вносят структурная геология, палеоклиматология, астрономия, планетология и т. д. И все же на современном этапе наиболее видную роль в исследовании глубин играет геофизика.

Предметом глубинной геологии является геологическое строение (состав и структура) глубинных зон Земли, история их развития, протекающие в этих зонах процессы. Было бы, однако, преждевременно включать в сферу глубинной геологии всю толщу Земли до ее центра, так как при этом то достоверное, что известно о глубинах нашей планеты, растворилось бы в море гипотез. Представляется рациональным рассматривать лишь земную кору и верхнюю мантию, т. е. только те оболочки Земли, которые, по мнению большинства геологов и геофизиков, находятся в тесной связи с приповерхностной частью коры, являющейся объектом изучения в классической геологии. Практика геологопоисковых работ и теоретические запросы различных отраслей геологии более всего нуждаются в сведениях именно об этих оболочках Земли. При таком ограничении курс «глубинная геология» может быть определен как описание геологии земной коры и верхней мантии. Следовательно, глубинная геология должна изучать состав и структуру коры и мантии, физические свойства и состояние слагающих их горных пород, процессы, протекающие или протекавшие в коре и мантии, а также воссоздавать историю зарождения и развития земной коры и устанавливать взаимосвязи глубинного строения

тектоносферы с приповерхностной геологией. Конечной целью глубинных исследований является получение материалов для решения различных проблемных вопросов геологии и создание базы для поисков глубоко залегающих месторождений полезных ископаемых.

Некоторые исследователи справедливо отмечают, что в одних случаях глубины 3—6 км исследуются таким традиционным геологическим методом, как бурение, и работы не относятся к разряду глубинных [61], в других — первые сотни метров представляются «глубокими». В первом случае геолог получает непосредственные данные о породах и слагаемых ими тектонических структурах, во втором — лишь косвенные указания на возможный состав горных пород. Очевидно, к глубинным следует относить исследования той части земной коры, которая недоступна изучению прямыми геологическими методами, независимо от глубины залегания интересующих нас объектов. Конечно, предлагаемое деление исследований земной коры на «глубинные» и «неглубинные» условно, так как на практике изучение глубин косвенными методами обязательно сопровождается геологическими работами, возможности которых определяются уровнем развития буровой и горной техники.

Верхний рубеж «глубинности» различен в условиях складчатых областей и платформ: в складчатых областях он редко спускается ниже 1 км, в платформенных условиях этот рубеж лежит на глубинах 4—7 км. Безусловно глубинными являются исследования тех частей земной коры, которые недостижимы для бурения, а также исследования мантии Земли. С изложенных позиций глубинную (или объемную) геолого-геофизическую съемку — один из важнейших для практики разделов геологии — не следует считать частью глубинной геологии. Не имеют прямого отношения к ней и работы по петрологии, металлогении, тектонике, хотя они и выполняются с использованием самых общих сведений по глубинной геологии.

Существуют две точки зрения на глубинные исследования. Согласно одной возможности каждого из известных методов для решения конкретной задачи или ряда задач уже достаточно строго определены; каждый из применяемых методов выполняет возложенную на него миссию удовлетворительно и для успешного решения задачи надо лишь разумно, грамотно, с учетом геологической обстановки подобрать комплекс геофизических, геологических, геохимических и иных методов. Такой подход обеспечивает массовость и стандартизацию работ. В этом случае разум небольшой группы людей организует действия целой армии геологов и геофизиков, предполагая высококвалифицированное инженерное решение задачи по заданной в основных чертах программе.

Согласно другой точке зрения возможности различных методов в решении конкретных геологических задач раскрыты еще недостаточно. Надо иметь также в виду, что многие утвердившиеся в геологии мнения основаны на допущениях, которые сами нуждаются в доказательствах. Например, слоистость земной коры не следует строго из сейсмических данных, так же как нарисованные по гео-

логическим съемкам складки на глубине не обязательно будут там обнаружены. Сейсмические границы не всегда должны быть границами и гравитирующих, и магнитовозмущающих тел. Такой взгляд удерживает геолога и геофизика на пути сомнений в неизбежности достигнутого. Добытые истины относительны и нуждаются в проверке, в доказательствах границ их действия. Этот подход к глубинным геолого-геофизическим работам можно назвать исследовательским. На него и делается основной упор в предлагаемой книге.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ В ДОГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ПЕРИОД

Широко распространено мнение, что изучение глубинного строения Земли получило развитие лишь с появлением геофизических методов исследования. История, однако, показывает, что в догеофизический период геология добилась значительных успехов в познании глубинных недр Земли [4].

Представления человечества о строении Земли были очень разными даже в одни и те же времена. Поэтому было бы рискованно давать какую-то стройную их цепь, начиная от сохранившихся в древних манускриптах и кончая современными. Античные философы (Платон, Аристотель, Демокрит, Сенека) считали, что Земля сложена во всем своем объеме теми же породами, что и на поверхности. Она пронизана пустотами с водой, воздухом, огнем и горючими веществами (серой, битумом, горючими сланцами), которые и вызывают все наблюдаемые на Земле явления: рождение подземных вод, вулканические извержения, землетрясения и т. п. Эти представления были широко распространены и в средние века; в несколько измененном виде они занимали господствующее положение в XVII столетии.

Но в XVII в. появились и другие гипотезы, которые основывались на довольно значительных достижениях астрономии того времени. Так, по Декарту, Земля, образовавшись из той же материи, что и Солнце, имеет огненное ядро; перекрывающая его оболочка состоит из того же вещества, какое слагает солнечные пятна. Затем следует внутренняя земная кора, где образуются металлы. Она обволакивается водной оболочкой, а затем и поверхностной земной корой из камней, ила, песка и глины. Последняя оболочка местами обрушена, и вода располагается выше нее. В первой половине XVIII в. итальянский аббат А. Моро развивал представления, согласно которым Земля имеет огненно-жидкое ядро, покрытое каменной оболочкой; ее выступы из-под океана составляют материки, острова и горы. Расплав внутри Земли играет активную роль, вызывая поднятия и опускания земной коры, а также вулканическую деятельность.

Большое значение для науки о происхождении Земли и ее внутреннем строении имело открытие Ньютоном закона всемирного тяготения. Этот закон дал возможность не только объяснить форму

Земли, но и выявить различия плотности земного вещества на поверхности и глубине.

Со второй половины XVIII в. основу почти всех идей о строении Земли составляет гипотеза И. Канта—П. Лапласа об образовании нашей планеты. Почти единодушно стали принимать, что Земля некогда была расплавленной. О ее дальнейшей истории наметилось два мнения. Одни считали, что Земля уже остыла и вся отвердела, за исключением отдельных участков, где из-за возгорания горючих веществ породы могут расплавляться и давать начало вулканизму (Ж. Бюффон, П. Паллас и др.). Другие ученые, в частности М. В. Ломоносов и Дж. Геттон, основываясь на воззрениях о постоянном развитии, справедливо полагали, что Земля развивается и поныне; если бы она полностью остыла и отвердела, стали бы невозможны наблюдающиеся на земной поверхности геологические процессы. Не было бы поднятий и прогибов и, следовательно, перемещения и накопления обломочного материала, не было бы землетрясений, вулканов и горячих источников. Причиной всего этого Дж. Геттон считал подземный огонь, для которого не требуется ни циркуляции воздуха, ни горючей материи. Таким образом, уже в конце XVIII в. геологи стали активно поправлять математиков и философов в вопросах внутреннего строения Земли. Как увидим, доводы Дж. Геттона, высказанные почти 200 лет назад, не потеряли своего значения и поныне.

От господствовавших в XVIII в. представлений о совершенно твердой Земле человеческая мысль в XIX столетии перешла к другому крайнему мнению: Землю стали представлять состоящей из расплавленного материала, покрытого тонкой корой застывшего камня. Огненно-жидкие недра рассматривались как условие и как причина происходящих на поверхности тектонических и прочих геологических процессов. Гипотезы флюидизма, т. е. огненно-жидкого состояния недр, стали господствующими, особенно среди геологов. Но в противовес им выдвигались гипотезы ригидизма, утверждавшие, что Земля в своих недрах твердая. Наиболее яркими приверженцами флюидизма были немецкий путешественник и геолог А. Гумбольдт, профессора Горного корпуса и Петербургского университета Д. И. Соколов, С. С. Куторга и А. А. Иностранцев, Фрейбергской горной академии Б. Котта, французский геолог Л. Эли де Бомон. Замечательно, что Д. И. Соколов исходя из средней плотности Земли и плотности пород на ее поверхности утверждал, что внутреннюю часть планеты занимают металлы. С. С. Куторга [4] представлял Землю состоящей из ядра и коры, мощность которой около 50 верст (1 верста=1,0668 км); кора делится на нижнюю (плутоническую) толщу, сложенную первородными гнейсами и сланцами, и верхнюю (нептуническую), сложенную известняками, глинами, песками и т. д. Нельзя не заметить, что по представлениям некоторых современных геологов земная кора выглядит так же (исключая «первородность» пород). По А. А. Иностранцеву, земная кора имеет мощность 35 км, температура с глубиной нарастает вследствие увеличения давления. Гео-

логи-флюидисты встретили противников в лице таких известных физиков, как С. Пуассон, В. Томсон и др. Физики доказывали, что Земля не может быть расплавленной внутри и что скорее она расплавилась бы сверху.

Во второй половине XIX в. появились представления как бы компромиссного характера между флюидистскими и ригидистскими. Так, американский геолог Дж. Дена, один из творцов теории геосинклиналей, пришел к выводу, что ядро Земли, как и кора ее, твердое, а между ядром и корой имеются резервуары пластичного вещества, жидкого или вязкого; очаги расплава остались лишь местами. Затвердение Земли, по Дж. Дена, происходило и изнутри (вследствие давления), и с поверхности (вследствие охлаждения). Идею существования промежуточной между ядром и корой зоны расплавленных пород обосновывали также немецкий геолог А. Лазо и русский ученый И. В. Мушкетов. А. Лазо исходя из средней плотности Земли $5,5 \text{ г/см}^3$ построил плотностную модель, согласно которой плотность пород на поверхности планеты равна $2,5$, а в ее центре $11,3$ при плотности промежуточной зоны $8,5 \text{ г/см}^3$. Промежуточная зона является существенно оливиновой, она затвердевает позже других и при понижении давления переходит в расплавленное состояние.

Идея о вязком слое была крупнейшим шагом в познании недр Земли. В конце XIX в. астроном Дж. Дарвин на основе изучения нутаций земной оси, земных приливов, землетрясений пришел к выводу, что на глубине породы могут быть в вязком, но твердом из-за больших давлений состоянии. Вывод о вязком состоянии вещества на глубине лег затем в основу многих петрологических и геотектонических гипотез и в той или иной форме используется и теперь.

Несколько особняком стоит группа гипотез о газообразном ядре Земли; они относятся к концу XIX—началу XX в.

В общем развитие идей о внутреннем строении Земли можно представить следующим образом.

1. Земля внутри построена из того же материала, что и на поверхности.

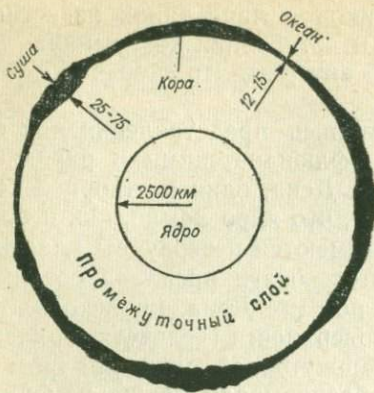
2. Идея о единстве материи во Вселенной привела к мысли, что некогда и планеты были раскалены подобно Солнцу и что они остыли сверху, но остались горячими внутри.

3. Как следствие гипотезы Канта—Лапласа об образовании планет Земля представляется первоначально огненно-жидкой, а затем остывшей и твердой, поскольку развитие большинство ученых считают уделом прошлого.

4. Данные геологии о постоянном развитии земной коры порождают идею о существовании крупных резервуаров жидкой массы внутри Земли.

5. Идея постоянного изменения и развития завладевает умами; Землю полагают расплавленной почти целиком, остается твердой лишь тонкая корочка.

Рис. 1. Разрез Земли по обобщенным догеофизическим представлениям.



6. Данные астрономии нуждаются в твердой Земле. Сведения о средней плотности планеты заставляют считать, что ближе к ее центру располагаются все более тяжелые и, следовательно, более тугоплавкие вещества. Расчеты распределения давлений с глубиной дают основание предполагать, что затвердение Земли могло происходить не только сверху, но и изнутри. Появляются гипотезы о твердом ядре, твердой коре и жидком промежуточном слое. Наличие жидкого промежуточного слоя упорно обосновывается и отстаивается геологами, без этого геологические процессы не могут быть объяснены.

7. Данные об огромной длительности геологической истории, о чрезвычайно медленном по обыденным человеческим понятиям развитии тектонических структур, расчеты физиков о состоянии вещества при давлениях, ожидаемых внутри Земли, сведения о приливо-отливных явлениях в земной коре, данные о поведении сейсмических волн — все это заставляет принять, что Земля в основном все-таки твердая и что промежуточный слой находится в твердом, но вязком состоянии. К концу XIX столетия оформилось представление о трехчленном разрезе Земли, в общих чертах соответствующее современному разделению планеты на ядро, мантию и земную кору. Были даже даны приближенные оценки мощности коры. По М. В. Ломоносову, она изменяется от 30 км в Европе до 75 км в Азии; по С. С. Куторге мощность коры равна приблизительно 50 км, по Л. Кордые 25 км, по И. Д. Лукашевичу 40—50 км на суше и 12—15 км в океане.

Еще в конце XVIII в. П. Паллас ссылался на уже существовавшие в то время представления о богатых железом магнитных недрах Земли. В начале XIX в. Ханстеен на основании магнитных свойств Земли заключил, что ядро у нее металлическое и радиус его составляет 0,4—0,5 радиуса Земли, т. е. 2550—3190 км (в настоящее время радиус ядра оценивается в 3470 км). В 1794 г. член Российской академии наук Э. Ф. Хладни высказал предположение, что состав Земли, других планет и метеоритов одинаков и что метеориты, вероятно, являются обломками планет. Ныне эти взгляды

разделяются большинством ученых, занимающихся проблемами Земли и космоса. В первой половине XIX в. данные о высокой средней плотности Земли склонили многих исследователей к тому, что состав глубин Земли отличен от ее состава на поверхности. Появились гипотезы о металлическом, железном, ядре. В 1866 г. французский геолог А. Добре предположил, что ядро Земли, как и метеориты, состоит из никелистого железа. К сходному заключению пришли затем многие ученые, в том числе и Д. И. Менделеев, который считал, что в ядре, скорее всего, присутствует углеродистое железо.

Итак, к концу XIX в. общими усилиями геологов, физиков, химиков, математиков, астрономов и философов была создана модель внутреннего строения Земли (рис. 1), имеющая все основные элементы современной модели. Предстояло проверить ее реальность каким-либо способом, обеспечивающим измерение как свойств намеченных геосфер, так и их размеров. Возможность такой проверки появилась лишь в самом конце XIX столетия, когда для изучения глубинной структуры Земли впервые были применены данные сейсмологии.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Методы исследования глубин Земли, и в частности земной коры и верхней мантии, разнообразны. Они включают геологические, геохимические, физические, геофизические, петрографические и геолого-геофизические способы изучения структуры, вещественного состава, зарождения и развития коры и мантии, а также процессов, происходящих в этих зонах сейчас или происходивших в далеком прошлом. Все суждения о глубинном строении земной коры и верхних частей мантии строятся на косвенных данных, и поэтому важно знать не только конечные результаты исследования, но и какими методами они получены, при каких допущениях, какова разрешающая способность этих методов, каковы сильные и слабые стороны каждого из них. Это позволяет ориентироваться в море гипотез, дает возможность критически подходить к ним и с меньшим риском выбирать ту или иную для практического использования.

Геофизик Е. Буллард писал: «Очевидно, что среди изучающих Землю нет достаточно хорошо подготовленных людей. Каждый из нас, в той или иной степени, копает свой собственный шурф и сидит в нем» [Bullard E. C., 1960 г., с. 92]. Эти слова Е. Булларда в значительной мере вскрывают причины нашего неудовлетворительного знания всех возможностей, которыми обладают разные методы исследования глубин Земли.

Прогресс в исследовании коры и мантии Земли велик, но проявляется он не столько в получении однозначных решений, сколько в определении того, какие варианты и пути поисков отсеять как неверные. Здесь особая роль принадлежит геологическим методам. Эти методы, особенно структурный и петрологический, являются наиболее старыми путями изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии.

Структурный метод, точнее стратиграфо-структурный, позволил установить в разрезе земной коры возможное распределение горных пород разного генезиса и состава. Погружение зеленосланцевых толщ под неметаморфизованные образования, естественно, привело к мысли, что одна из геосфер может быть построена этими сланцами. Залегание гнейсовых толщ под нормально-осадочными отложениями и под образованиями, метаморфизованными до стадии слюдястых и амфиболовых сланцев, породило представление о возможно гнейсовом характере некоторых глубинных толщ. Несогласное залегание гранитных интрузий по отношению ко

всем прочим породам, в том числе и наиболее древним, развитие огромных по площади зон ороговикования, указывающих на более широкое распространение гранитов на глубине, свидетельствовали, по мнению геологов, что ниже гнейсовых толщ располагаются граниты. Мощность метаморфических толщ явилась исходной величиной для определения мощности соответствующих слоев, а размеры гранитных батолитов и их распространенность по сравнению с развитием метаморфических пород на щитах дали возможность составить хотя бы ориентировочное представление о толщине гранитного слоя. Не удивительно поэтому, что уже более 100 лет назад С. С. Куторга нарисовал почти современную схему строения земной коры, как по ее структуре, составу, так и по мощности.

По крайней мере для отдельных регионов геологическими методами еще до проведения геофизических исследований были получены результаты, вполне соответствующие современному уровню знаний о глубинах земной коры. Так, для юго-восточной части Центрального Казахстана, основываясь на том, что там широко развиты интрузии гранитоидов, часто сопровождаемые очень широкими ореолами ороговикованных горных пород, М. П. Русаков около 50 лет назад (1933 г.) нарисовал картину, согласно которой отдельные гранитные массивы на небольших глубинах объединяются в один огромный батолит, занимающий большую часть Прибалхашья. Эти построения М. П. Русакова были почти забыты, однако 25 лет спустя сходная картина была получена на основании интерпретации геофизических данных (рис. 2).

Изучение тектонических структур тоже позволяет при определенных условиях заглянуть на значительную глубину. Так, еще до глубинных исследований во многих районах Русской платформы строение ее верхних 6—10 км было установлено с довольно высокой точностью. В складчатых областях подобные глубинные построения сильно затруднены. Тем не менее и здесь возможно выявление и прослеживание внутрикоровых границ на основе данных о геологической структуре. Например, в Центральном Казахстане к северу от оз. Балхаш график распределения мощности силуропермской толщи и по форме и по количественным характеристикам близок к диаграмме мощности надбазальтовой части земной коры (рис. 3), хотя соответствия деталей тектонической структуры и глубинных поверхностей раздела не наблюдается. Следовательно, по распределению мощности палеозойских образований в данном случае может быть приближенно построена кровля базальтового слоя.

Широкое развитие с 60-х годов получили работы по изучению режима и истории формирования земной коры на основе анализа материалов по стратиграфии, тектонике, метаморфизму, петрологии толщ, особенно докембрийских; привлекаются также сведения о строении других планет. Таким путем Е. В. Павловским [1975 г.], В. Е. Хаиным, Е. Е. Милановским [1964 г.] и многими другими геологами установлена неодновременность формирования земной

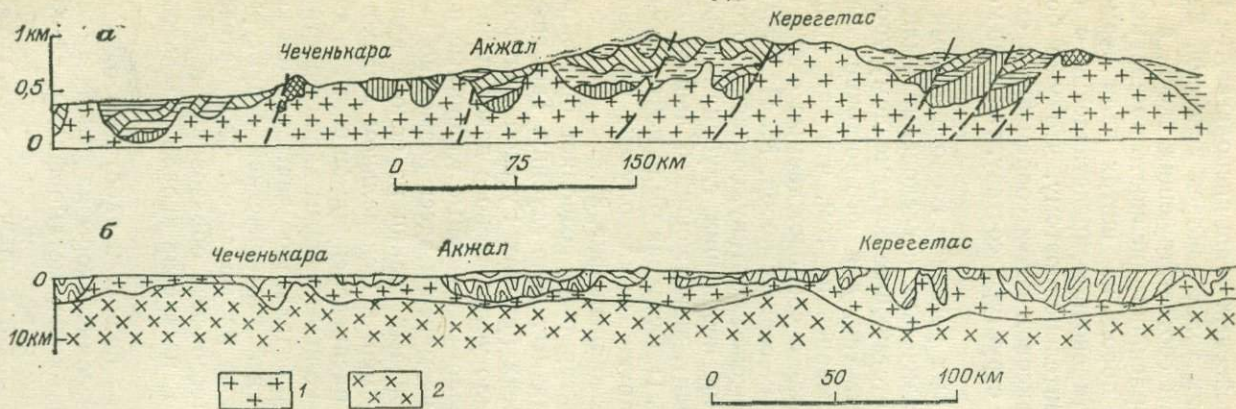
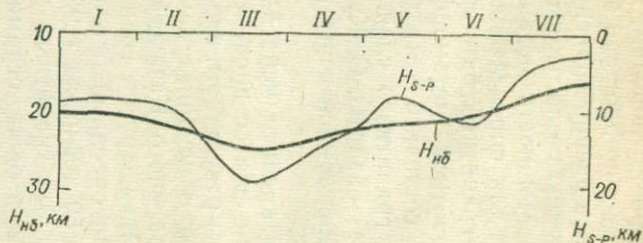


Рис. 2. Геологические разрезы через юго-восточную часть Центрального Казахстана.

a — по геологическим данным [Русakov М. П., 1933 г.]; *b* — по геолого-геофизическим данным.
1 — гранитоиды; 2 — «диориты»; разной штриховкой показаны осадочные и вулканогенные толщи палеозоя.

Рис. 3. Соотношение средних мощностей надбазальтового слоя земной коры H_{nb} и силуро-пермских толщ H_{s-p} в разных тектонических зонах Центрального Казахстана.

Зоны: I — Кокдомбаская, II — Аксоран-Акжалская, III — Актогайская, IV — Жаман-Сарыуская, V — Успенская, VI — Ащису-Карагандинская, VII — Ерментау-Чингизская.



коры разных континентов, выявлены последовательность и время начала образования ее слоев. Е. В. Павловский исходя из особенностей состава и структуры древнейших метаморфических толщ и магматических тел выделяет в развитии земной коры лунную, нуклеарную, протоплатформенную и протогоэосинклинальную стадии. Начало и окончание каждой из них неодинаковы в разных регионах, тем не менее каждая стадия проявляется на определенном отрезке времени: лунная приходится на катархей, нуклеарная на архей, две следующие на архей—средний протерозой. Судя по возникновению гранитоидов формирование гранитно-метаморфического слоя началось в конце нуклеарной стадии, 3,5—2,6 млрд. лет назад; этот процесс продолжается и в настоящее время. До появления гранитно-метаморфического слоя шло интенсивное накопление лишь базитового материала [Павловский Е. В., 1975 г.].

Палеотектонические построения, устанавливая размещение, форму и взаимоотношение геологических тел, режим и время их формирования, динамическую обстановку на разных этапах развития [Спижарский Т. Н. и др., 1977 г.], позволяют выявить и понять многие стороны глубинной структуры земной коры, механизм ее развития и т. д. Например, учитывая состав и пространственные характеристики структурно-формационных комплексов, можно не только установить, какие слои (гранитный, диоритовый) слагают надбазальтовую часть коры, но и построить количественные, хотя и приближенные, схемы рельефа ограничивающих эти слои поверхностей. Элементы такого рода построений содержатся в работах А. А. Сорского по Кавказу, И. А. Резанова по Северо-Востоку СССР, И. А. Резанова и В. И. Шевченко [1978 г.] по Скифско-Туранской плите и Крымско-Копетдагскому отрезку Альпийской складчатой области. Надо, однако, отметить, что возможности палеотектонического метода для глубинных исследований почти не используются.

С 70-х годов предпринимаются попытки решать глубинные геологические задачи на базе изучения структур центрального типа (кольцевых и им подобных) и анализа материалов космических съемок (фотографической, телевизионной, инфракрасной, радарной, спектрометрической, лазерной и др.). Такой путь, вероятно, может быть полезен как вспомогательный при изучении отдельных сторон глубинной структуры земной коры, но пока его результаты состоят главным образом из предположений и не всегда обоснованных утверждений. В будущем, надо надеяться, и космические исследования, и изучение структур центрального типа займут достойное место в глубинной геологии.

Весьма действенными при изучении глубинного строения земной коры и мантии являются петрологические методы. Уже давно суждения о составе слоев земной коры опираются на данные региональной петрологии. Так, представление о базальтовом и гранитном слоях коры особенно укрепилось после того, как Р. Дэли для Северной Америки, а С. П. Соловьев для территории СССР показали, что наибольшее распространение на земной поверхности

имеют выходы основных эффузивных и кислых интрузивных пород. Тот факт, что на кривой распределения различных образований нет максимума, отвечающего породам среднего состава, многие геологи считают доказательством отсутствия соответствующего слоя в земной коре. Насколько это верно, увидим позднее. Сейчас же только обратим внимание на то, что основные породы представлены преимущественно эффузивными разностями, а кислые — интрузивными. Это обстоятельство отмечали многие, однако не придали ему надлежащего значения.

Весьма важные сведения о строении глубин и о процессах, в них происходящих, дает изучение соотношений магматических пород разного состава во времени. Так, уже давно известно, что интрузивный магматизм на ранних стадиях геосинклинального развития представлен ультраосновными преимущественно согласными интрузиями, позднее появляются основные несогласные интрузии, слагающие обычно небольшие в горизонтальном срезе тела. Уже после складчатости внедряются многофазные батолитовые интрузии. Нередко они начинаются поступлением магм среднего состава, затем появляются нормальные граниты кислого, потом ультракислого состава, а еще позднее снова средние породы. Поздние внедрения средних магм отличаются локальностью развития и по морфологии часто бывают близки к трещинным интрузиям. Заключают процесс дайковых серии, причем каждая последующая обычно более основная, чем предыдущая. Такая последовательность магматизма при учете температуры плавления и плотности магм и образовавшихся из них пород, очевидно, может рассматриваться как свидетельство различия состава коры и мантии на разных уровнях, во-первых, и закономерного изменения фронта плавления пород, во-вторых.

Действительно, появление в стратифицированной толще небольших по объему согласных ультраосновных интрузий естественно связывать с приходом магмы из глубин, откуда они могла подняться лишь в малых количествах по разломам, а не внедриться путем прогрессивного плавления вышележащих пород. Образование батолитов является уже результатом плавления или ультраметаморфизма пород самой стратифицированной толщи, а смена средних разностей кислыми и ультракислыми может быть объяснена процессами дифференциации непосредственно в магматическом очаге. Поступление более основных пород регрессивного ряда магматизма, видимо, следует считать следствием остывания верхних слоев коры и отступления фронта разогрева или флюидов на большую глубину, что подтверждается и дайковым характером интрузий. Таким образом, петрологические данные свидетельствуют о наличии в земной коре зон развития кислых, средних, основных пород, глубже сменяемых ультраосновными. Остается неясной лишь абсолютная глубина расположения этих пород, относительно же их размещение в разрезе отражается достаточно отчетливо, причем как в прогрессивном, так и в регрессивном рядах магматизма.

Прогрессивный ряд

Ультракислые граниты
 Нормальные граниты

Гранодиориты, кварцевые
 диориты, диориты

Габбро и прочие основные по-
 роды
 Пироксениты, амфиболиты

Регрессивный ряд
(дайки)

Аплиты
 Фельзиты, порфиры,
 альбитофиры, граниты

Гранодиориты, кварцевые ди-
 ориты
 Андезитовые порфиры, аль-
 битофиры
 Диабазы, основные порфиры

В последние годы все большее внимание обращается на изучение тонких различий в химизме изверженных горных пород. Установлено, что на платформах и в срединных океанических хребтах более часты толеиты и щелочные базальты, в геосинклиналях главную роль играют андезито-базальты и толеиты, хотя здесь имеются все переходы от пикритов до андезитов и даже дацитов [88]. Для геосинклинальных поднятий типа островных дуг очень характерны андезитовые излияния (андезито-базальты и пироксеновые андезиты). В островных дугах и на окраинах материков наблюдается закономерная смена от океана в сторону континента толеитов сначала высокоглиноземистыми базальтами (с содержанием Al_2O_3 более 15 %), а затем и щелочными оливиновыми базальтами [X. Куно, 1970 г.]. Б. Г. Лутц [1975 г.], Дж. Канн [1973 г.] и другие исследователи отмечают, что океанические толеиты сильно обеднены калием и титаном и отличаются резко повышенным отношением Na/K по сравнению с континентальными толеитами. В химизме базальтоидного материала может отражаться как глубинность его образования, так и латеральная неоднородность мантии.

Работами Г. Йодера, К. Тилли [1965 г.], А. Рингвуда, Д. Грина [54 и др.] и других петрологов установлено, что состав базальтовых лав является указателем на условия их формирования. Так, толеитовая магма образуется при температуре и давлении, соответствующих глубинам около 30 км, высокоглиноземистая 60—70 км, щелочная оливино-базальтовая 80—120 км, андезитовая более 100 км. А. Рингвуд предполагает, что толеиты с низким содержанием калия и урана являются очень глубинными — более 200 км. Таким образом, по химизму базальтоидов может быть оценена глубина магмогенеза в различных структурно-генетических элементах.

Толеиты свидетельствуют о малой глубине залегания магматических очагов и высоком положении геозотерм. Щелочные оливиновые базальты указывают на приход магмы с больших глубин. Широкий же спектр пород андезито-базальтового ряда, проявленный в геосинклиналях, очевидно, обусловлен магматической активностью в мощном слое мантии на глубинах от первых десятков до сотен километров. Андезиты наиболее широко развиты в тектонически активных областях, характеризующихся сверхглубокими разломами и глубокофокусными землетрясениями. Наряду с экспериментальными данными это позволяет считать андезиты наиболее глубинными и наиболее полными дифференциатами мантии [65].

Андезиты и андезито-базальты составляют самые молодые излияния в океанических областях, занимая наиболее высокое гипсометрическое положение в островах и островных дугах. Толенты близки по составу к ахондритовым метеоритам. Это, по мнению А. Энгель и Ц. Энгель, показывает, что они являются наименее дифференцированными выплавками мантии. Однако отмеченные выше особенности толентов и тектоническая обстановка, в которой они изливаются, свидетельствуют скорее о том, что они представляют собой продукт достаточно существенной дифференциации мантийного вещества, но на сравнительно небольших глубинах (50—80 км).

Кроме вертикальной зональности мантии на химизме наземных и подводных излияний базальтоидов сказывается и ее латеральная (горизонтальная) неоднородность.

Исключительно ценную информацию о составе глубинных зон земной коры дают ксенолиты различных пород в магмах. Правда, исторически сложилось так, что изучались почти исключительно ксенолиты, представленные основными и ультраосновными лавами, эклогитами и другими породами, из основных эффузивов, которые считались пришедшими с больших глубин. В настоящее время имеется много работ, в которых рассматриваются химизм, петрографический состав и прочие свойства ксенолитов. Особенно много в этом отношении сделано японским ученым Х. Куно, советским ученым Н. В. Соболевым и другими геологами [23, 29].

Изучение включений в излияниях глубинных магм лежит в основе суждений о составе пород мантии. Подавляющее большинство включений представлено перидотитами, значительно меньше — эклогитами. При этом в разных районах состав ксенолитов неодинаков. Именно на основании данных о составе ксенолитов большинство геологов считают, что мантия сложена главным образом ультраосновными породами типа перидотитов или породами промежуточного между ультраосновным и основным состава: пиролитами, вебстеритами и т. п. Результаты исследования глубинных ксенолитов являются наиболее веским, прямым доказательством, что верхняя мантия неоднородна.

Исключительно важны для глубинной геологии данные экспериментальной петрологии, поскольку они служат лабораторной проверкой выводов региональной и теоретической петрологии и геологии в условиях, близких к природным. Изучаются процессы плавления, кристаллизации, метаморфических изменений, фазовых переходов и характер реакций в различных горных породах или близких к ним по составу химических системах в широком диапазоне температуры и давления при различных содержаниях воды, летучих, элементов-примесей, а также при разном парциальном давлении газовых фаз, разном водородном показателе рН и т. д. Исследуются жидкие и газовые включения в минералах, чтобы воссоздать условия образования горной породы.

Экспериментальными петрологическими работами установлены температурные и барические условия генерации различных магм

(что уже было показано выше на примере базальтов) и метаморфических комплексов. Выявлены отдельные минералы и их ассоциации, чутко реагирующие на изменение либо температуры, либо давления, либо того и другого одновременно и потому представляющие собой природные термометры и барометры, позволяющие с достаточно высокой точностью воссоздать pT -условия петрогенеза. Минералы и минеральные системы — термометры и барометры — действуют на разных принципах [Маракушев А. А., Перчук Л. Л., 1973 г.]. Например, в базальтах и ультрамафитах при $p = (18 \div 22) \cdot 10^8$ Па исчезает плагиоклаз и появляется гранат; ассоциация оливин—анортит перестает существовать при $(7 \div 8) \times 10^8$ Па; при давлении $30 \cdot 10^8$ Па и выше клинопироксен обогащается калием, при более низком давлении калиевый клинопироксен получить не удастся. Содержание хрома в гранатах и дистенах закономерно увеличивается с повышением давления, при котором они образовались. Так, гранаты, содержащие более 10 % хромистого компонента — кноррингита, образуются при давлении выше $30 \cdot 10^8$ Па, около 25 % — при $50 \cdot 10^8$ Па. Содержание глинозема в ортопироксенах увеличивается от 2 до 12 % при изменении давления от $7 \cdot 10^8$ до $11 \cdot 10^8$ Па.

В так называемом дупироксеновом термометре (клинопироксен+ортопироксен), слабо реагирующем на давление, с изменением температуры происходит перераспределение магния и окиси железа между пироксенами. Этот термометр дает высокую точность определения температуры в интервале от 600 до 1400°C .

Если закон изменения какой-либо величины, например магнезиальности, в каждом из компонентов системы различен, то такая система может служить термобарометром, позволяющим определять температуру и давление одновременно. С помощью такого инструмента установлено, что кордиерит-гранатовые метapelиты метаморфизованы при температуре от 550 до 750°C и давлении от $2 \cdot 10^8$ до $10 \cdot 10^8$ Па, т. е. в условиях, характеризующих земную кору на всю мощность. Определено, что равновесие клинопироксена из включений в кимберлитах достигается при температуре 900 — 1100 и 1200°C , значения 1400°C являются исключением. Л. Л. Перчук [1973 г.] рассчитал геотермический градиент в древних миогеосинклиналях, который оказался выше, чем в альпийских геосинклиналях.

Многие исследователи работают над тем, чтобы выявить возможную природу поверхности мантии и внутримантийных границ, понять, как из основной и ультраосновной магм образуются магмы базальтовая, андезитовая и более кислая, а также решить проблему происхождения гранитов.

Для выяснения минерального состава глубоких зон мантии исследуется поведение различных минеральных ассоциаций, обычно оливина, пироксена и граната, при сверхвысоком давлении и высокой температуре. Выявляются фазовые переходы минералов, сопровождающиеся либо изменением кристаллической структуры и кристаллохимических связей, либо возникновением новых соедине-

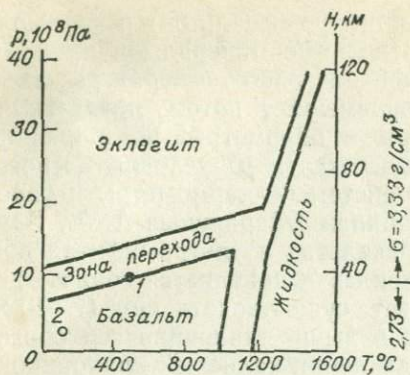


Рис. 4. Диаграмма перехода базальт—эклогит [Йодер Г., Тилли К., 1965 г.].

Точки, отвечающие разделу Мохо: 1 — под континентами, 2 — под океанами.

ний при том же общем химическом составе. Если давление не превышает $150 \cdot 10^8$ Па, образуются фазы, которые поддаются термической закалке, остаются в метастабильном состоянии после извлечения из установки и могут быть непосредственно изучены. Фазы, полученные при давлении более $150 \cdot 10^8$ Па, со снятием давления переходят в состояние, устойчивое при низких давлениях. Такие фазы изучают методом исследования аналоговых соединений, которые по своей кристаллической структуре и кристаллохимическим параметрам аналогичны изучаемым минералам (например, $MgGeO_3$ и $MgSiO_3$; SiO_2 и GeO_2), но при более низком давлении. Это позволяет, определив относительно низкие значения температуры и давления для фазовых переходов аналогового соединения, рассчитать более высокие значения этих параметров для фазовых переходов исследуемого соединения [58].

В настоящее время хорошо изучены фазовые переходы оливина в его шпинелеподобную по структуре фазу, а последней в β -оливиновую фазу (отличающуюся более низкой симметрией) при давлении $(109 \div 118) \cdot 10^8$ Па и температуре $1000^\circ C$, что соответствует глубине 400 км. Методом аналоговых соединений установлены фазовые переходы оливинов, пироксенов и гранатов в фазы с кристаллической структурой плюмбата стронция, перовскита, феррита кальция, рутила при давлении $(200 \div 300) \cdot 10^8$ Па, т. е. на глубинах 650—780 км.

Широко известны работы Дж. Ловеринга, К. Ито, Дж. Кеннеди, Г. Йодера, К. Тилли, А. Рингвуда по изучению фазового перехода эклогита в базальт и обратно. Согласно этим исследованиям преобразование основных пород в эклогит и эклогита в основную магму вполне возможно (рис. 4). В то же время выяснилось, что эклогит устойчив и в условиях базальтового слоя; этот факт делает несостоятельным предположение о фазовом переходе эклогита в базальт на границе Моховичича (граница Мохо).

Работами Г. Йодера и К. Тилли [1965 г.] показано, что базальтовые магмы могут образовываться при расплавлении таких пород, как базальт, габбро, пироксениты, амфиболиты, пироксеновые горблендиты, эклогиты. Позднее было установлено, что из основ-

ных и даже ультраосновных пород в зависимости от условий могут выплавляться магмы от ультраосновных до кислых, причем весьма существенное влияние на состав расплава оказывают тонкие химические различия исходной породы.

Возможность образования магмы любой основности из пород разного состава особенно ярко показал А. П. Виноградов [1962 г.]. Он применил для опыта зонную плавку. Стержень из вещества метеорита или горной породы нагревается в узкой зоне до плавления. Затем нагреватель медленно передвигают вдоль стержня так, чтобы мениск жидкой фазы проходил над твердой фазой. При многократном повторении этой операции более легкоплавкие вещества переходят в жидкую фазу и все дальше перемещаются в сторону движения зоны нагревания, а тугоплавкие остаются в твердой фазе и, естественно, почти не перемещаются. Таким путем из породы типа хондрита были получены выплавки от базальтовых до гранитоидных. Эксперименты А. П. Виноградова с зонной плавкой были восприняты многими геологами как открытие одного из наиболее вероятных механизмов дифференциации вещества в земной коре и мантии, который привел к возникновению в них слоистой структуры.

Таким образом, геологические методы исследования дают весьма разнообразный комплекс сведений: состав слоев земной коры и верхней мантии, последовательность слоев разного состава, возможные процессы их образования, ориентировочные глубины тех или иных объектов, т. е. все основные черты структуры и состава земной коры были установлены еще в догеофизический период. С появлением геофизических методов, дающих более точные количественные характеристики внутрикоровых границ раздела и слоев, геологическим методам была оставлена лишь роль геологического «озвучивания» геофизических картин. В результате развитие геологических методов, особенно структурного, сильно затормозилось.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Геохимические методы обычно играют вспомогательную роль; они дают возможность установить связь или родственность тех или иных пород с глубинными. При этом изучаются: 1) специфические особенности минерального состава осадочных, метаморфических или магматических пород, указывающие на их связь с глубинными породами; 2) содержание редкоземельных и рассеянных элементов, таких как торий, церий, ниобий, стронций, рубидий; 3) содержание и закономерности распределения акцессорных элементов (титан, свинец, кобальт); 4) отношение изотопов таких элементов, как стронций (87/86), калий (40/39), сера (34/32); 5) содержание изотопов кислорода ^{18}O и углерода ^{14}C .

Анализ особенностей минерального и химического состава горных пород может выявить их родство с породами глубинного происхождения и осветить отдельные моменты в формировании и развитии земной коры. Так, Н. В. Фролова, тщательно изучив химиче-

ский состав парапород архейского возраста на Алданском щите, пришла к выводу, что он весьма близок к составу базальтов. Отсюда следовало заключение, что первичные осадки архея произошли в результате разрушения пород базальтового состава, иными словами, архейские седиментационные бассейны заложены на базальтовой коре. Поэтому широкое признание получили представления о заложении геосинклиналей любого возраста на базальтовой коре.

А. Б. Ронов и А. А. Магдисов [1970 г.], обобщив обширный материал по химическим анализам пород, их распространенности и объему, пришли к выводу, что щиты Русской и Северо-Американской платформ сходны по химическому составу. Они обнаружили также, что платформенные осадочные отложения в среднем близки по своему составу к основным и ультраосновным породам. Из этого важного вывода возможны многочисленные следствия, но для нас наиболее существенно одно: исходным материалом для образования платформенного чехла древних платформ явились, видимо, породы основного и ультраосновного состава, которые можно связывать с базальтовым слоем земной коры и с мантией. Осадки на молодых платформах существенно отличны от осадков на древних платформах, так как образовались при разрушении пород, которые сами уже были результатом очень глубокой дифференциации и переработки исходного материала.

Для суждения о составе глубинных зон земной коры и верхней мантии огромное значение имеют продукты вулканической деятельности и интрузивного магматизма. Однако на состав этих продуктов оказывают существенное влияние процессы их контаминации. Отделить первично-магматические породы от измененных поглощенным материалом трудно, для этого необходимы весьма тонкие исследования их химического состава. Одним из доказательств принадлежности, например, базальтов или ультраосновных пород к базальтовому или подкоровому слою является однотипность их состава на огромных территориях, независимость от химизма вмещающих пород. Так, А. П. Виноградов указывает, что альпинотипные ультрамафиты повсеместно характеризуются следующими особенностями: 1) главными петрогенными окислами в них являются окислы магния, кремния и железа, которые при отношении 1 : 1 : 0,3 в сумме составляют 95 вес. % перидотита; 2) почти полное отсутствие щелочей и титана; 3) ничтожное содержание глинозема и окиси кальция; 4) наименьшее по сравнению с другими магматическими образованиями содержание урана, тория, лантаноидов.

Сопоставление приведенных характеристик ультрамафитов с данными о составе базальтов, имеющих явно подкоровое происхождение, показывает, что в базальтах в значительном количестве присутствуют именно те элементы, которых недостает в ультрамафитах. А поскольку такие базальты трудно считать чем-либо иным, кроме как дифференциатом мантийного вещества, то и альпинотипные ультрамафиты следует рассматривать как сопряженный с базальтоидным материалом продукт дифференциации. Отсюда сле-

дует, что мантия сложена породами несколько более кислыми, чем ультрамафиты; сами же ультрамафиты представляют собой ультраосновной остаток от нормального мантийного расплава. Верхняя часть мантии, вероятно, отличается большей основностью, чем ее глубокие горизонты. Г. В. Пинус и В. В. Виленский [1971 г.] сопоставили результаты химических анализов ксенолитов, заключенных в алмазоносных кимберлитах Якутии, и альпинотипных ультрамафитов и обнаружили их близкое сходство как по породе в целом, так и по отдельным пороодообразующим минералам. Поскольку алмазы возникают при давлении и температуре ($p = 40 \cdot 10^8$ Па, $T = 1200^\circ\text{C}$), каких нет в земной коре, то такое сходство химического состава является веским доказательством мантийного происхождения молодых ультраосновных интрузий Альп, Тихоокеанского побережья и других регионов.

Для решения вопроса о первичности или вторичности магм, давших начало породам глубинного облика, используют также сведения о содержании или отсутствии в породах некоторых элементов-примесей и данные об их количественных соотношениях. Среди элементов-примесей различают когерентные (совместимые) и некогерентные (несовместимые). Когерентные связаны с главными петрогенными элементами и всегда им сопутствуют в определенных пропорциях. Для базальтов к когерентным элементам относят хром, марганец, никель, кобальт, ванадий, галлий. Некогерентные элементы не связаны с факторами, регулируемыми соотношения главных петрогенных элементов. Некогерентными являются калий, титан, фосфор, торий, уран, барий, цезий, свинец, стронций, цирконий, гафний [54]. Представляется, что содержание некогерентных элементов зависит от химической обстановки, в которой находится магма. Увеличение их содержания может рассматриваться как указание на ассимиляцию корового вещества. Некоторые исследователи, однако, считают, что концентрация несовместимых элементов обусловлена особенностями исходного материала [Грин Д., 1973 г.].

При диагностике глубинных пород может помочь изотопный анализ таких элементов, как стронций, сера, кислород, углерод и др. Действительно, данные Г. Д. Афанасьева [1968 г.] о соотношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в различных породах позволяют предположить, что этот параметр может служить индикатором глубинности. Так, в вулканических породах различного состава (от трахитов до базальтов) указанное отношение оказывается близким к 0,0702 и не зависит ни от петрографического типа пород, ни от их геологического возраста. Такое постоянство отношения изотопов стронция объясняется единством их источника. В ряде работ показано, что отношения изотопов чаще являются указателем термодинамической, а не химической обстановки. Например, изотопа кислород-18 мало в изверженных породах, больше в метаморфических и максимум в осадочных.

Весьма интересный путь геохимического исследования глубин предлагают П. Н. Панюков, В. И. Лебедев и В. М. Сеницын. На

выветривание горных пород затрачивается большая энергия, которая берется от солнечного излучения; эта энергия аккумулируется минералами — продуктами выветривания. В результате осадконакопления и погружения осадочных толщ на глубины, где термодинамические условия неблагоприятны для существования экзогенных минералов, происходят реакции, сопровождающиеся выделением тепла: высвобождается солнечная энергия, аккумулированная веществом на земной поверхности. Количество теплоты, выделяющейся при образовании многих порообразующих минералов, указывает В. И. Лебедев [1962 г.], достигает больших значений: для тремолита 507 кДж/моль, антофиллита 306, диопсида 147, ортоклаза 272, доломита 302, кальцита 176. Не удивительно поэтому, что энергия, высвобождающаяся при формировании гипергенных минералов, минимум в 3 раза превышает энергию радиоактивного распада. Этим объясняются и причины образования гранитного (сиалического) слоя земной коры, и появление границ в коре [65]. И. А. Островский указывает также на высвобождение энергии при переходе плотных глубинных модификаций минералов в менее плотные. Например, при превращении стишовита в кварц выделяется приблизительно 840 Дж/г теплоты. И. А. Островский полагает, что энергия такого происхождения может быть причиной тектонических движений.

В. И. Лебедев [38], изучая атомные и ионные радиусы элементов, пришел к выводу, что не катионы заполняют пространство в анионной кислородной упаковке, как это предусматривается кристаллохимией Гольдшмидта—Паулинга, а напротив, анионы кислорода занимают промежутки между катионами. И поскольку атомы и ионы кислорода имеют значительно меньший радиус, чем атомы металлов и кремния, то при координационном числе (к. ч.) больше двух они часто занимают пустоты между атомами металлов или кремния. Тем самым объясняется наблюдаемое увеличение плотности минералов с повышением координационного числа кислорода. Особенно отчетливо это проявляется на кремнеземе, который в модификации кварца (к. ч. кислорода 2) имеет плотность около 2,65 г/см³, а в модификации стишовита (к. ч. кислорода 3) — 4,35 г/см³. Преобразование алюмосиликатов в силикаты алюминия сопровождается переходом кислорода с к. ч. 2 в кислород с к. ч. 3 и 4. Этот процесс определяется давлением, соотношением давления и температуры, количественными соотношениями элементов. Каталитическое воздействие воды при умеренных температуре и давлении может дать тот же эффект, что и высокие температура и давление. Отсюда В. И. Лебедев делает вывод, что сплошные зоны минералов с высокой плотностью могут образоваться внутри единой по химическому составу геосферы на различных глубинах. Возможно, такова природа кровли мантии, за которую принимается граница Мохо.

Таким образом, геохимические методы изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии дают материалы качест-

венного характера, которые подобно многим другим геологическим данным не привязаны к определенным глубинам, хотя иногда они могут достаточно точно указывать на давление и температуру.

ФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Физические методы исследования глубин используются геологией в двух вариантах: теоретическом и экспериментальном. Теоретическими расчетами проверяются (конечно, при каких-то допущениях!) правильность суждений о возможности или условиях существования конвекционных токов в мантии, время и скорость поднятия астенолитов, распределение температуры на глубине и т. п. На основании геологических данных о тектонических движениях, их амплитуде и скорости рассчитывается, в частности, вязкость земной коры и астеносферы, знать которую необходимо для понимания многих явлений в эволюции коры и мантии. Исходя из предположения об изостатическом характере поднятия Скандинавского полуострова, последовавшего за исчезновением оледенения, и из достаточно точных данных об амплитуде и продолжительности этого поднятия подсчитали, что подкоровое вещество имеет динамическую вязкость $\eta = 7 \cdot 10^{20}$ Па·с. Вязкость земной коры на один-два порядка выше, чем вязкость мантии. Вязкость литосферы и астеносферы определяется и иными способами, в частности на основании данных о приливных явлениях в земной коре, о характере деформации литосферы и т. д.

Теоретическими расчетами и экспериментами доказывается, что земная кора под действием собственного веса, если она имеет значительную мощность и достаточно поднята над мантией, может течь, расплзаться. Этот процесс охватывает главным образом нижнюю, более нагруженную и нагретую часть земной коры. С. А. Ушаков видит подтверждение в характере разреза коры при переходе от континента к океану: увеличение площади океанов в кайнозойе и погружение островов указывают на расплзание цоколей материков и островов. Надо отметить, что идея расплывания сиалических глыб противоречит большой контрастности границ консолидированной коры континента и океана в Северо-Западной Атлантике, постоянству формы крупных складчатых элементов на протяжении сотен миллионов лет и другим фактам.

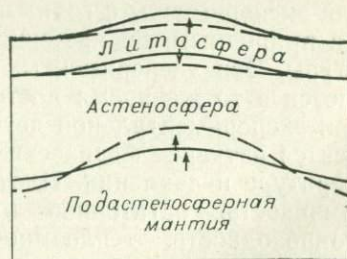


Рис. 5. Соотношение движений литосферы и подастеносферной мантии [11].

Штриховой линией показано положение границ, соответствующее этапу замедленного воздымания подастеносферной мантии и погружения литосферы.

Физическими методами теоретически исследуются причины и механизм колебательных движений. Е. В. Артюшков [1970 г.] путем расчетов обосновал механизм осцилляций разного знака на фоне медленных тектонических движений. Исходя из предположения, что причиной наблюдаемых на земной поверхности движений являются поднятия в мантии, он показал возможность возникновения в литосфере колебаний, более быстрых и изменяющих свой знак во времени. Это возможно при наличии астеносферного слоя между поднимающимся астенолитом и твердой литосферой (рис. 5). При достаточно большой скорости поднятия в мантии вязкий астеносферный слой не успевает растекаться в стороны и передает воздействие астенолита вышележащей литосфере, на земной поверхности также наблюдается поднятие. При замедлении поднятия в мантии растекание астеносферного слоя под действием веса литосферы может даже превысить скорость поднятия астенолита. В результате, несмотря на движения положительного знака под астеносферой, литосфера будет испытывать относительно кратковременное погружение.

Теоретические расчеты используют также для определения изменения плотности горных пород с глубиной. Если известны коэффициенты сжимаемости породообразующих элементов, структура минералов и характер химических связей между атомами и молекулами, то такие расчеты дают значения плотности, очень близкие к полученным затем экспериментально.

Исключительно важную роль в разработке вопросов глубинной геологии играют физические эксперименты. Их ставят, чтобы проверить возможные варианты строения земной коры и мантии, выяснить природу геофизических границ и разделяемых ими слоев, изучить процессы развития земной коры и мантии, а также состояние слоев и слагающего их материала. Способы физического эксперимента при этом различны. Чаще других используют: 1) испытание природных горных пород или аналогичных им по составу соединений; 2) изучение геологических явлений на моделях и веществах в условиях, резко отличных от действительных, с приведением результатов к естественной обстановке путем расчетов исходя из принципов подобия; 3) исследование интересующих явлений с помощью различных оптических, электромагнитных, фотоупругих эффектов на специальных материалах.

Пожалуй, наиболее весомый вклад в познание глубин Земли внесли эксперименты с горными породами в условиях, приближенных к природным, по крайней мере в отношении давления и температуры. Эти эксперименты, будучи физическими по своей сути, являются в то же время достоянием экспериментальной петрофизики и экспериментальной петрологии. К числу такого рода работ относится изучение физических свойств горных пород при высоких температуре и давлении. Плотность, сжимаемость, магнитная восприимчивость, остаточное намагничение, электропроводимость, теплопроводность, теплоемкость, скорость продольных и поперечных волн могут быть измерены в очень широком диапазоне

температуры и давления. Стационарное давление, которое можно поддерживать длительное время, получают с помощью прессов.

Максимум давления на очень малых образцах достигает 300×10^8 Па (указания на получение стационарного давления до $400 \cdot 10^8$ Па, по мнению некоторых специалистов, нуждаются в проверке [68], хотя уже есть сообщения о достижении давления $1750 \cdot 10^8$ Па [РЖ «Геофизика», 1978, № 11, с. 10]). При давлении выше $150 \cdot 10^8$ Па происходит значительная непрерывная пластическая деформация наковален, передающих нагрузку на образец [12], поэтому надежность определения столь большого давления невелика. С. Акимото отмечает, что образцы 5—10 мг возможно подвергать длительному воздействию давления $170 \cdot 10^8$ Па при температуре до 1400°C . Часто эксперименты ведут при давлении $(25 \div 30) \cdot 10^8$ Па, что соответствует глубинам 80—100 км. Давление до $20 \cdot 10^8$ Па называют высоким, больше $20 \cdot 10^8$ Па — сверхвысоким. При сверхвысоком давлении обычные методы исследования непригодны. Давление выше $25 \cdot 10^8$ Па наиболее точно можно измерить по скачкообразным изменениям объема или электрического сопротивления определенных веществ, при этом поддерживается удобная температура, например 25°C . Так, барий скачкообразно изменяет электрическое сопротивление при $(58 \div 60) \cdot 10^8$ Па; максимум электрического сопротивления цезия наблюдается при $42 \cdot 10^8$ Па.

Скорость сейсмических или звуковых волн, сжимаемость (по которой обычно вычисляют плотность), электропроводимость, теплопроводность измеряют в образце горной породы, подвергнутой давлению. Изучать физические свойства горных пород под давлением весьма сложно. Одну из проблем представляет изготовление аппаратов высокого давления. Они должны не только сами выдержать колоссальные нагрузки, но и передать их с наименьшими потерями образцу породы. Образец вещества при этом не должен разрушаться, так как и течение, и разрушение образца приведут к резкому изменению физических свойств породы. Не меньшую сложность представляет и измерение исследуемых величин. Ряд физических параметров, например плотность, невозможно измерить непосредственно. Поэтому прибегают к измерениям либо косвенным, либо после снятия давления, но при этом объем образца изменяется из-за упругости пород.

Для достижения сверхвысокого давления (сотни гигапаскалей) применяется динамический, или ударно-волновой, метод, использующий силу удара или взрыва. Именно этим методом достигнуты нагрузки, отвечающие давлению в разных горизонтах мантии, на границе мантии с ядром и т. д. Этому методу мы обязаны знаниями о характере изменения плотности горных пород при сверхвысоком давлении, открытием стишовита — необычайно плотной модификации кремнезема. Динамическим методом удалось выяснить условия, при которых становится объяснимым наблюдаемый скачок сейсмической скорости на границах ядро—мантия, нижняя—верхняя мантия, слои внутри верхней мантии.

Сущность эксперимента состоит в том, что на испытуемый образец породы направляется взрывная волна от взрыва сильного взрывчатого вещества или

удар какого-либо тела, разогнанного до очень высокой скорости силой взрыва. Одна из сложностей заключается в необходимости получения при взрыве плоской волны [68]. Эта задача решается приданием особой формы взрывному устройству — генератору плоской волны. Чаще всего оно представляет собой комбинацию взрывчатых веществ, расположенных в определенном порядке в виде конуса или пирамиды. В вершине конуса находится детонатор; ниже следует взрывчатое вещество, играющее роль взрывателя; основание конуса слагает сильное взрывчатое вещество, дающее при взрыве ударную волну (для этого используют взрывчатые вещества с большой скоростью горения, обычно 0,46—0,80 см/мкс).

Сила взрывной волны или метательной пластины направляется на образец горной породы либо иного исследуемого вещества, играющий роль мишени. Ударное давление регулируется подбором взрывчатых веществ, изменением толщины и комбинаций пластин из этих веществ. Для получения особо высокого давления самой мишени придается большое встречное ускорение с помощью взрыва. Динамическим методом достигнуто давление $(6500 \div 7000) \cdot 10^8$ Па. При экспериментах с относительно низким давлением используется энергия снарядов с плоским торцом, выстреливаемых из гладкоствольных орудий. Такие эксперименты отличаются высокой точностью измерений.

Техника измерений при динамических опытах сложна и разнообразна. Представление о ней можно получить из книги «Современная техника сверхвысоких давлений» [68].

Температура, при которой исследуют физические свойства, обычно не превосходит 1400°C , так как еще до достижения этой температуры многие горные породы начинают плавиться. Нагревание, как правило, производится электрическими нагревателями, конструкция которых различна. Особую сложность представляют установки, в которых нагревание сопровождается механическим сжатием. Исследовать горные породы при высокой температуре оказывается даже более трудно, чем при высоком давлении, причиной этого является многофазный характер пород. Кроме твердой фазы порода часто содержит небольшие количества жидкой и газообразной фаз, которые при определенной температуре могут давать скачкообразные, незакономерные изменения измеряемого параметра. При высокотемпературных экспериментах значительное количество результатов приходится отбраковывать как не поддающиеся объяснению.

Отметим некоторые важные для практики стороны физико-экспериментальных данных.

1. При испытании высоким давлением образец часто берут настолько малым, что он слабо представляет саму породу. На результат опыта существенное влияние оказывают различные неоднородности породы, в том числе и случайные, присущие лишь самым верхним горизонтам коры, такие как открытая пористость, каверны, пустоты, минеральные низкотемпературные заполнения полостей и т. п. Особенно неблагоприятно это сказывается при изучении грубозернистых и порфиридных пород.

2. При определении величин векторных, характеризующих перемещение волн или частиц (скорость упругих волн, теплопроводность, электропроводимость), большое значение имеет анизотропия горных пород.

3. Эксперименты при изучении влияния pT -условий (исключая петрологические) выполняются обычно на сухих образцах,

что также может явиться отклонением от природных характеристик.

4. Опыты несоизмеримо кратковременны по сравнению с геологическим временем; часто вместо статической в природе нагрузки производится мгновенное динамическое воздействие на породу, что, естественно, может вызвать эффекты, отличные от происходящих естественной обстановке.

5. Термические эксперименты часто проводятся при постоянном нормальном давлении, что создает для жидкой и газообразной фаз породы условия, резко отличные от глубинных. Но от повехиях, дают чрезвычайно важные сведения о состоянии горных пород, в том числе скорость сейсмических и звуковых волн, электропроводимость, теплопроводность.

Таким образом, эксперименты по изучению физических свойств при разных температуре и давлении, будучи пока единственным способом познания характера вещества во внутриземных условиях, дают чрезвычайно важные сведения о состоянии горных пород в земной коре и мантии. Но следует помнить, что результаты этих экспериментов, воспринятые формально, могут стать причиной ошибочных выводов.

Метод подобных моделей. Исследование моделей из материалов, резко отличных по свойствам от геологических образований, в условиях, также несходных с геологическими, основывается на принципах подобия. Если выдержать определенные соотношения между свойствами изучаемого объекта и заменяющего его в эксперименте тела, между их геометрическими формами и между условиями (естественными и опыта), то результат опыта будет близок к искомому для природного объекта. Например, для процесса складчатости, по В. В. Белоусову, условия подобия выглядят следующим образом: $C_{\eta} = C_{\sigma} C_l C_t$, где C — отношение значений параметров модели и моделируемого объекта: C_{η} — вязкости, C_{σ} — плотности, C_l — геометрических размеров, C_t — продолжительности развития процесса в эксперименте и природе. Определение условий подобия в геологических экспериментах полно разработано М. В. Гзовским.

Вероятность получения одинаковых результатов при разных исходных данных, при разном механизме опытов делает метод подобных моделей недостаточно надежным, и особым доверием геологов он не пользуется.

Моделирование на специальных материалах. Этот метод применяется для изучения полей напряжений и деформаций. Он основывается на способности некоторых материалов легко изменять свои оптические, электрические, магнитные и прочие свойства при механических или каких-либо иных воздействиях на них. Соответствующие эффекты распределения напряжений преобразуются с помощью аппаратуры в картины видимые или регистрируемые фотографированием. Этот метод широко используется в тектонофизике, но, несомненно, может быть привлечен и для моделирования глубинных процессов.

Недостатками метода являются краткосрочность моделирования, несоизмеримая с длительностью геологических процессов, а также отнесение результатов опыта лишь к идеально однородным средам, какие в природе практически отсутствуют.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Кроме петрофизики высоких давлений и температур исключительно большое значение в комплексе глубинных исследований имеет петрофизика и в своем обычном варианте — при нормальной температуре и давлении. Ее данные лежат в основе геолого-геофизического метода. Они открывают широкие возможности для изучения условий формирования горных пород и процессов их вторичных преобразований. От методики и техники измерений зависит качество фактического материала и выводов. Физические свойства пород изучают как на их образцах, так и в природной обстановке (параметрические измерения); соответственно методика и техника работ очень многообразны.

Геологу или геофизику, использующему материалы петрофизических измерений, необходимо знать, как изучались физические свойства горной породы (по образцам в лаборатории или непосредственно в природной обстановке), откуда были взяты образцы (из обнажений или из скважин), каким образом проводился отбор образцов, каким способом и какой аппаратурой выполнялись измерения, какова их точность, насколько размеры и масса испытуемых образцов соответствуют требованиям инструкции к прибору или методу измерений. Отбор образцов без учета их вторичных изменений, ошибки в группировании данных по составу и возрасту могут сделать материалы измерений практически непригодными.

Методика изучения физических свойств горных пород и требования к точности их измерений существенно различны для пород неметаморфизованных (составляющих, например, осадочный чехол платформ) и заметно метаморфизованных, дислоцированных (слагающих складчатые области). Требования к точности при этом иногда различаются на целый порядок, что обусловлено разной степенью дифференциации некоторых свойств (плотности, электропроводности и др.).

Скорость сейсмических волн в горных породах

Скорость упругих волн v в горных породах измеряется либо по образцам, либо параметрически на однородных массивах пород, либо при сейсмокаротаже скважин. Каждый из этих способов имеет свои положительные и отрицательные стороны. Так, при скважинных измерениях неизбежно сказывается влияние смежных данному слою или телу пород. При параметрических измерениях получают осредненные значения скорости. Определения скорости в образцах относят к условиям, отличным от при-

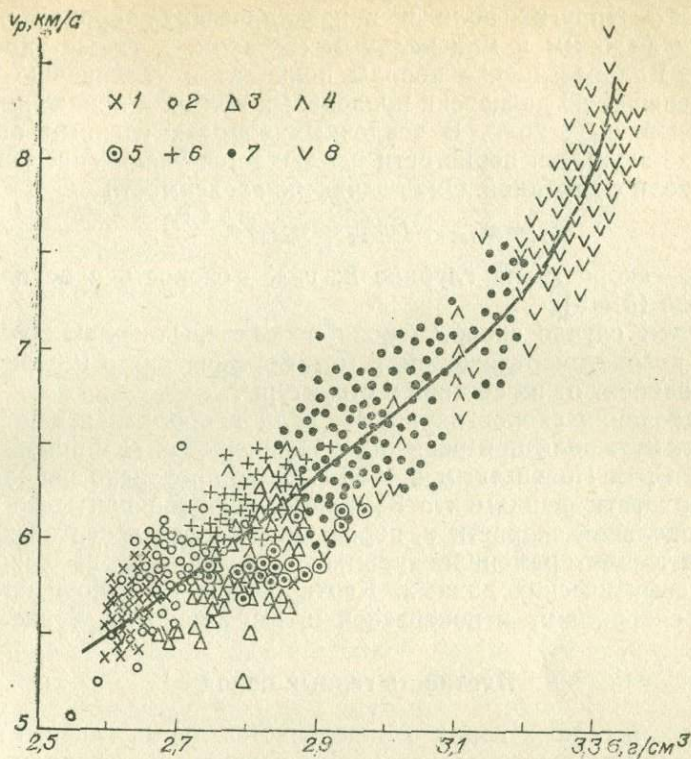


Рис. 6. Скорость распространения продольных волн и плотность интрузивных и метаморфических пород [85].

1 — граниты; гнейсы: 2 — биотитовые и биотит-амфиболовые, 3 — кyanит-гранат-биотитовые; 4 — биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты; 5 — плагиоклазовые гранулиты; 6 — диориты и габбро-диориты; 7 — габбро-диориты; 8 — ультрамафиты.

родных по увлажненности, по степени закрытости трещин. Значения скорости зависят также и от того, каким методом — статическим или динамическим — выполнены измерения. Скорость упругих волн относится к тем свойствам пород, которые в поверхностных наземных условиях имеют очень большую дисперсию (рис. 6).

Скорость продольных волн v_p в рыхлых глинах, песках, валунниках изменяется от сотен метров в секунду до 3,5 км/с; в уплотненных песчано-сланцевых отложениях платформенного чехла $v_p = 2,0 \div 3,5$ км/с. В кристаллических хомогенных породах $v_p = 3,5 \div 7,0$, в гранитоидах 3,7—6,1, в породах основного состава 5,7—6,8, в ультраосновных 6,8—7,7 км/с (в дунитах 7,6—8,6). Породы метаморфические и осадочные по значениям продольной скорости образуют практически непрерывный ряд. В серпентинитах $v_p = 4,7 \div 6,4$, в слюдяных и хлоритовых сланцах 4,8—5,7, в гнейсах около 5, в эклогитах 5,2—7,2 км/с [69].

Скорость упругих волн в кристаллических породах определяется их фазовым и минеральным составом, а также типом пористости. Водонасыщение породы приводит к увеличению скорости и уменьшению дисперсии продольных волн и к понижению скорости поперечных волн. В осадочных породах главным образом вследствие закрытия пористости наблюдается увеличение скорости упругих волн с глубиной. Оно подчинено зависимости

$$v_p = v_{\max} - (v_{\max} - v_{\min}) e^{-0,45h},$$

где v_{\max} — скорость на глубине h ; v_{\min} — скорость в неуплотненной породе ($h=0$).

В общем случае скорость волн в осадочных толщах увеличивается с возрастом отложений, в метаморфических и изверженных породах зависит от их состава и структуры.

Исследования скорости упругих волн в породах играют и самостоятельную роль при решении ряда вопросов глубинной геологии. Так, С. В. Потапьевым в 1966 г. было проведено районирование поверхности фундамента Западно-Сибирской плиты по значениям продольной скорости v_p пород. Оно в основных чертах совпало с тектоническим районированием, предложенным на основании других геофизических данных. Картирование по отношению продольной скорости v_p к поперечной v_s выполнено на Урале.

Плотность горных пород

Плотность горных пород σ определяется двумя главными факторами: пористостью и составом. До некоторой степени уплотнения осадка (породы) главенствующее значение имеет пористость, а затем — минералогический и химический состав. Именно через влияние пористости проявляется известная зависимость плотности пород от их возраста. Соотношение между воздействием пористости и состава очень сложное и зависит от генезиса породы, условий ее нахождения, вторичных изменений.

Плотность одинаковых по составу горных пород может изменяться в широких пределах, например, рыхлые песчано-глинистые осадки имеют плотность от 1,8 до 2,3 г/см³. При уплотнении породы с глубиной плотность сначала увеличивается очень быстро, а затем медленно. Естественно, что осадки и породы разного минералогического или литологического состава различаются по своей плотности. Песчано-глинистые породы, произошедшие в результате разрушения пород основного состава, характеризуются более высокой плотностью. Повышенной плотностью выделяются карбонатные породы; отличаются они и законом изменения плотности, поскольку уже при незначительных давлениях в них происходит процесс кристаллизации, а у кристаллических пород все физические свойства существенно иначе реагируют на те или иные воздействия.

В осадочных породах с пористостью более 1,0—1,5 % главную роль во влиянии на плотность играет пористость. В геосинклиналь-

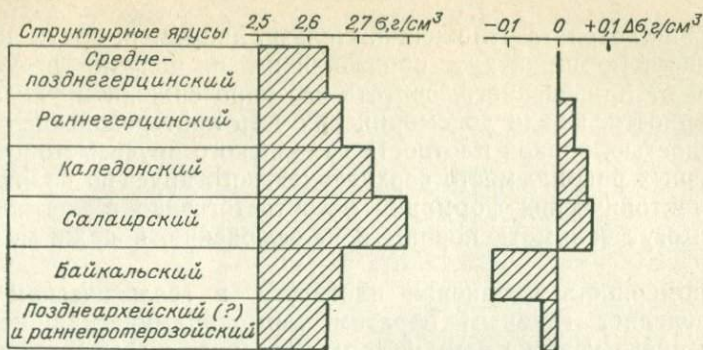


Рис. 7. Диаграммы плотности структурных ярусов юго-восточной части Центрального Казахстана и их относительной избыточной плотности [44].

ных дислоцированных толщах (исключая образования, выполняющие межгорные, краевые и прочие наложенные прогибы) пористость обычно не превосходит 1% и изменение плотности зависит уже от соотношения пористости и минералогической плотности породы, т. е. той плотности, которую имела бы порода, совсем лишенная пористости.

Для примера рассмотрим распределение плотности в стратиграфическом разрезе юго-восточной части Центрального Казахстана (рис. 7). Здесь четко устанавливаются плотностные ярусы, соответствующие структурным ярусам.

	$\sigma, \text{г/см}^3$
Средне-позднегерцинский C_2-P	2,64
Раннегерцинский $D-C_1$	2,67
Каледонский E_3-S	2,73
Салаирский E_{1-2}	2,80
Байкальский PR_{2-3}	2,67
Позднеархейский (?) и раннепротерозойский (?) AR_2-PR_1	2,64

Интрузивные породы образуют ряд плотностных групп.

	$\sigma, \text{г/см}^3$
Позднегерцинские аляскитовые и лейкокра- товые граниты	2,58
Герцинские биотитовые и биотит-рогово- обманковые граниты, адамеллиты	2,62
Герцинские диориты, кварцевые диориты, гранодиориты	2,72

Плотность изменяется по разрезу закономерно, увеличиваясь от молодых отложений к более древним. Однако у образований древнее салаирских плотность с возрастом начинает понижаться. Нижнеархейские образования, известные в других районах, не подчиняются этой закономерности вследствие их общей повышенной основности. При анализе возрастных закономерностей изменения плотности надлежит весьма строго учитывать точность

определения возраста отложений. Нельзя, например, брать данные по вообще докембрийским образованиям и, получив результат, отличный от приведенного, считать его опровержением указанной закономерности. Среди докембрийских есть протерозойские толщи и с плотностью, равной плотности салаирского яруса. Установлено, что в разных районах место верхнеархейского яруса по положению в ряду тектонических формаций и соответственно в плотностном разрезе могут занимать породы и палеозойские, и даже мезозойские.

Закономерность изменения плотности в геологическом разрезе определяет главным образом термодинамическая история того или иного участка земной коры. Конечно, сказывается и различие петрографического состава структурных ярусов, но определяющими остаются давление и температура на основных этапах образования пород и их метаморфизма. В этом убеждают следующие факты. Диаграммы плотности для каждой петрографической разности сходны (за некоторыми исключениями) с диаграммой, отражающей среднюю плотность структурного яруса. Известно, что при одном и том же химическом составе в зависимости от соотношения давления и температуры образуются минеральные ассоциации с разными плотностью, пористостью и т. д.

При определенных условиях эффект давления оказывается слабее эффекта температуры, что и приводит, например, к формированию гнейсовых толщ пониженной плотности. Очень наглядно это показал Е. Бедерке, составив диаграмму плотности горных пород сходного состава, но разной степени метаморфизма — от филлитов до гнейсов (рис. 8). Из этой диаграммы следует, что плотность повышается до образования ставролит-гранатовых сланцев, а затем начинает убывать и наименьшей оказывается у гнейсов.

Закономерность изменения плотности горных пород складчатых комплексов, аналогичная отмеченной для юго-восточной части Центрального Казахстана, выдерживается и в большинстве других районов с нормальной последовательностью событий на геоло-

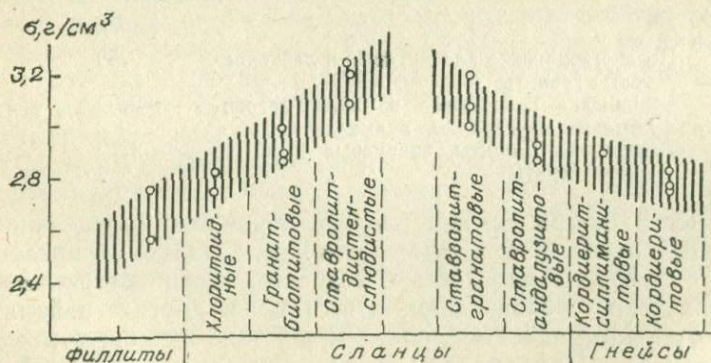
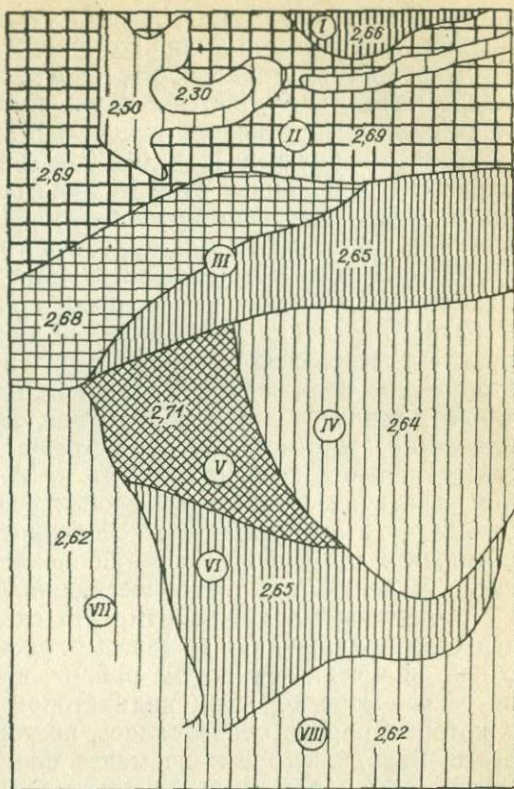


Рис. 8. Плотность бескальцитовых и бедных кальцитом пестрых сланцев (Альпы) при возрастающей степени метаморфизма (по Е. Бедерке).

Рис. 9. Схема средней плотности пород разных тектонических зон юго-восточной части Центрального Казахстана [44].

Зоны: I — Хорошевская, II — Ащису-Карагадинская, III — Успенская, IV — Актогайская, V — Жаман-Сарыуская, VI — Аксоран-Акжалская, VII — Атасуйская, VIII — Кокдомбакская.



синклинальном этапе развития земной коры (в качестве примеров можно было бы привести данные о плотности пород Алтая, Восточного и Западного Саяна, Забайкалья). Плотность интрузивных пород подчинена иной закономерности: она определяется почти исключительно их составом. Более тонкие исследования показывают, что интрузивные породы подвержены уплотнению с возрастом, но этот эффект обычно не превышает $0,01-0,02 \text{ г/см}^3$.

Плотность пород претерпевает изменения вследствие выветривания, тектонического дробления и рассланцевания, гидротермального воздействия, термального метаморфизма и т. д. Так, в Центральном Казахстане на возвышенном Иртыш-Балхашском водоразделе, где продукты выветривания, имеющие более низкую плотность, выносятся интенсивнее, плотность пород на $0,05 \text{ г/см}^3$ больше, чем в пониженных районах Прибалхашья и на участках, прилежащих к хр. Тектурмас.

Распределение плотности по площади зависит от относительного развития на земной поверхности отложений того или иного структурного яруса, от условий формирования и степени метаморфизма пород, от тонких химических различий в составе пород одного и того же типа, от условий выветривания и сноса его продуктов. Первый фактор зонального распределения плотности наиболее значителен по своему эффекту, примером может служить распределение плотности на территории юго-восточной части Центрального Казахстана (рис. 9). Участки развития пород разной плотности имеют свои очертания, повторяя контуры тектонических элементов. Уже простое сопоставление таких схем с гравита-

ционными картами дает возможность предположить источник аномалий — глубинный или приповерхностный.

Плотностная зональность, определяемая условиями формирования пород, проявляется в очень слабом различии плотности одних и тех же разностей в соседних районах. Так, по-видимому, объясняется более низкая (на $0,03 \text{ г/см}^3$) плотность гранитов Северного Прибалхашья относительно гранитов гор Кызылтас. Очевидно, условиями формирования обусловлена и необычайно высокая плотность отдельных образцов гранитов хр. Западный Саян ($2,70 \text{ г/см}^3$). Слабые различия в химическом составе пород проявляются аналогично: изменением плотности однотипных пород в разных регионах. Например, в Алтае-Саянской области плотность протерозойского, салаирского и каледонского структурных комплексов понижается в западном направлении; породы герцинского комплекса в том же направлении испытывают повышение плотности. Плотность пород группы диоритов равна $2,72 \text{ г/см}^3$ в Центральном Казахстане, $2,75$ на Алтае и почти $2,80$ в Кузнецком Алатау. Региональные особенности распределения плотности находятся в зависимости от особенностей геосинклинального развития, что открывает весьма широкие перспективы петрофизического изучения ряда тектонических явлений.

В заключение важно отметить следующее: 1) плотность подвержена зональности, и поэтому рискованно переносить данные о ней, полученные в одном районе, на другую площадь; 2) плотность является хорошим индикатором тех геологических условий, в которых порода образовалась, претерпела изменения или долгое время находилась. Тем не менее плотность пород с малой пористостью (или при равной пористости) определяют прежде всего особенности вещественного состава. Этот вывод имеет исключительную ценность для суждения о возможностях гравиметрии при глубинных исследованиях.

Магнитные свойства горных пород

Магнитная восприимчивость. Горные породы и руды даже одинакового состава сильно различаются по магнитной восприимчивости χ , т. е. по степени индуктивного намагничения внешним магнитным полем. Значение магнитной восприимчивости зависит от химического и минералогического состава горных пород, от условий их образования, степени и характера метаморфизма.

Нормальные осадочные породы — терригенные, органогенные и хемогенные — в большинстве своем немагнитны или слабомагнитны. Исключение составляют некоторые терригенные отложения, обогащенные магнитными минералами из материнских пород.

Метаморфические породы весьма разнообразны по магнитным свойствам, что зависит от состава исходной породы, характера метаморфизма и прочих вторичных изменений (рис. 10). Обычно породы, содержащие ферромагнитные компоненты, отличаются вы-

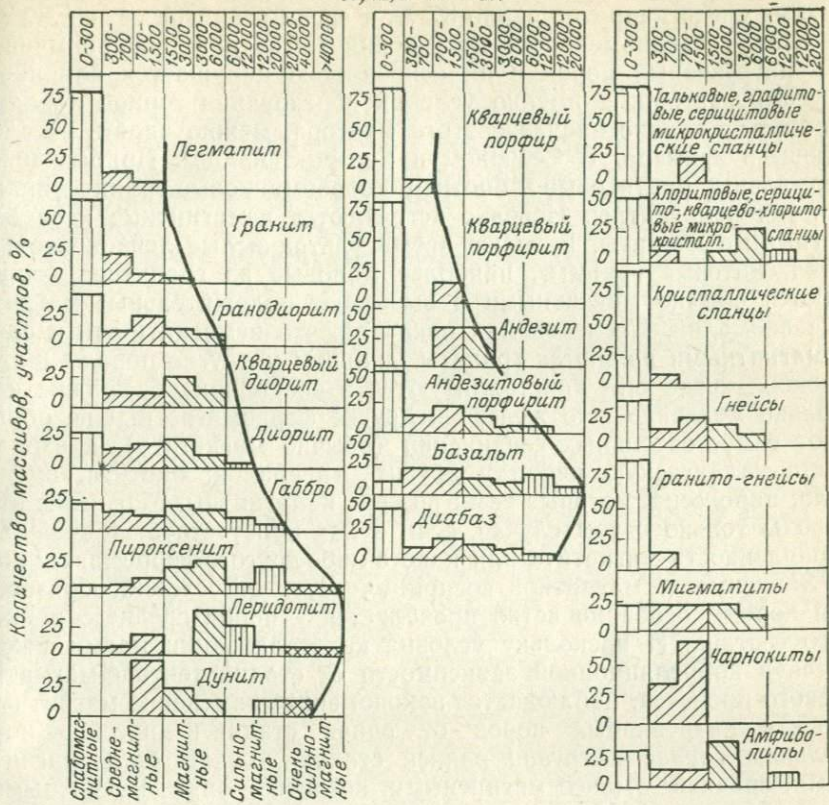


Рис. 10. Диаграммы магнитной восприимчивости интрузивных и метаморфических пород [85].

сокой магнитной восприимчивостью, а породы, лишённые таких компонентов, немагнитны. Процессы метаморфизма в одних случаях приводят к понижению магнитной восприимчивости, в других — к ее возрастанию. Так, воздействие на породу гидротермальных растворов, сильная серицитизация, грейзенизация, окварцевание, осветление, выветривание уменьшают магнитную восприимчивость пород. Серицитизация ультраосновных пород, напротив, имеет своим следствием увеличение намагниченности. К повышению магнитной восприимчивости приводит обычно и ороговикование терригенных пород: закисное железо при этом переходит в окисное и выделяется в виде магнетитовых аксессуаров.

Магнитная восприимчивость магматических пород также весьма непостоянна, но в общем она подчинена закономерному увеличению с повышением их основности. Ультрабазиты часто магнитны и сильномагнитны, основные породы сильномагнитны. У пород среднего состава сильномагнитные различия редки; у гранитоидов магнитная восприимчивость обычно не выходит за

пределы средних значений. Так, пород немагнитных и слабомагнитных среди диоритов около 37 %, а среди гранитов свыше 80 %.

Общая закономерность повышения магнитной восприимчивости интрузивных пород с их основностью нарушается влиянием другого фактора, а именно условий образования горной породы. Насколько велико значение этого фактора, можно видеть из следующего примера. В Северном и Северо-Западном Прибалхашье нормальные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты практически немагнитны. Нередко встречаются немагнитные и слабомагнитные диориты. В то же время ультракислые лейкократовые и аляскитовые граниты, наиболее молодые из гранитов, оказываются обычно магнитными и вызывают положительные магнитные аномалии. Исследования показали, что немагнитными и слабомагнитными являются граниты, диориты и другие породы в тех случаях, когда они кристаллизуются в спокойной обстановке настолько медленно, что железо и другие ферромагнетики не образуют самостоятельных соединений (обычно магнетита), а входят в кристаллическую решетку других минералов: биотита, амфибола, пироксена, которые сами по себе немагнитны. Магнитны эти породы только в том случае, если в них присутствует тончайшая вкрапленность магнетита или какого-либо другого ферромагнетика.

Зависимость магнитной восприимчивости от условий образования породы особенно четко проявляется у пород среднего и кислого состава. И поскольку условия кристаллизации магмы находятся в корреляционной зависимости от стадий тектоно-магматического процесса, наблюдается закономерное изменение магнитных свойств интрузивных пород от одной стадии к другой. В нормальном случае интрузии ранней стадии должны быть магнитными, средней — менее магнитными, поздней — опять магнитными. Н. Б. Дортман [85] указывает, что и породы группы габбро подчинены этой закономерности. Будучи сильномагнитными на ранних стадиях, габброиды конца средней стадии слабомагнитны, а поздних внедрений опять сильномагнитны. Таким образом, фактор генезиса, особенно у средних и кислых пород, играет не меньшую, а иногда и большую роль, чем состав.

Эффузивные породы подчинены общей закономерности повышения магнитной восприимчивости с основностью, но эта зависимость резко осложняется влиянием других факторов. Заметно сказывается возраст пород. Так, при одинаковом составе порфириты раннего и позднего палеозоя различаются по магнитной восприимчивости в 1,5—2 раза. Сильно действуют вторичные изменения; в частности, ороговикование и перекристаллизация понижают намагниченность.

Магнитная восприимчивость, подобно плотности, имеет и региональные закономерные изменения. Так, в пределах Алтае-Саянской области для пород салаирского, герцинского и до некоторой степени каледонского структурных ярусов характерно увеличение магнитной восприимчивости с востока на запад. Выявляется закономерное изменение магнитной восприимчивости и в разре-

зах стратифицированных толщ. Так, нижнеархейские образования (например, Алданского щита) отличаются высокой намагниченностью, породы верхнего архея — нижнего протерозоя обычно слабонамагнитны, а верхнего протерозоя — нижнего палеозоя сильно намагнитны, что связано с обилием магматических образований основного состава. В Алтае-Саянской области снизу вверх по разрезу палеозоя магнитная восприимчивость явно уменьшается. Стратиграфические и региональные изменения магнитной восприимчивости обусловлены главным образом петрографическим составом толщи, количеством и составом магматических пород.

Естественная остаточная намагниченность. Остаточная намагниченность J_n формируется во время образования горной породы, отражая напряженность и ориентировку существовавшего тогда магнитного поля, а также магнитную восприимчивость породы в ее первоначальном виде. Намагниченные обломочные частицы располагаются параллельно силовым линиям магнитного поля эпохи осадконакопления. При кристаллизации магмы зерна магнитных минералов также ориентируются вдоль вектора магнитного поля. В дальнейшем вследствие изменения интенсивности или направления внешнего магнитного поля, преобразования термодинамической обстановки первоначальная намагниченность ослабевает или даже совсем исчезает. Породы, хорошо сохраняющие исходную намагниченность, называют магнитно-стабильными, теряющие ее — магнитно-нестабильными. В магнитно-стабильной породе направление вектора остаточного намагничивания остается неизменным относительно составных частей породы и не меняется при ее перемещении в пространстве. Особо высокой стабильностью отличается термоостаточная намагниченность J_{rt} .

Свойство пород запечатлевать и сохранять в своей магнитной характеристике магнитную обстановку прошлого позволяет использовать остаточную намагниченность для стратиграфической и возрастной корреляции осадочных и магматических пород, для восстановления тектонической структуры и тектонических движений в отдаленные геологические эпохи и т. д.

У некоторых пород, особенно магнитных основного состава и метаморфических, остаточная намагниченность нередко бывает гораздо выше, чем индуцированная, т. е. отношение $Q = 5 \div 10$ и более. Кроме того, вектор остаточного намагничивания может быть ориентирован резко отлично от направления современного геомагнитного поля. Поэтому нельзя интерпретировать магнитные аномалии, не зная направления и значения этого вектора. Пренебрежение этим чрезвычайно важным обстоятельством ведет к серьезным ошибкам.

Электрические свойства горных пород

Из электрических свойств горных пород при геолого-геофизических исследованиях имеют дело с удельным кажущимся электрическим сопротивлением ρ_k или обратной ему величиной — удель-

ной электропроводимостью S , а также с относительной диэлектрической проницаемостью ϵ . Электрическое сопротивление изучается либо при постоянном электрическом токе, либо при переменном разной частоты. Знание этого параметра важно для истолкования данных, полученных различными методами электроразведки. Диэлектрическая проницаемость используется в методах переменного тока и при магнитотеллурических зондированиях.

Удельное электрическое сопротивление. В условиях обычных температуры и давления электрическое сопротивление ρ различных горных пород почти несопоставимо по своим значениям. У одних пород оно измеряется единицами ом-метров (графитистые и углистые сланцы), у других — сотнями тысяч и миллионами ом-метров (сухие граниты $40 \cdot 10^5$ Ом·м, диориты $9 \cdot 10^5$, габбро $4 \cdot 10^5$). В природных условиях горные породы в той или иной степени увлажнены, поэтому в большинстве случаев их сопротивление не превышает $(10 \div 20) \cdot 10^3$ Ом·м. Горные породы могут быть разделены на имеющие низкое удельное сопротивление 1—50 Ом·м, среднее 50—1000 Ом·м, высокое $\rho > 1000$ Ом·м. К первой группе относятся графитистые и углистые сланцы, глины, углистые известняки; ко второй — сланцы, песчаники, трещиноватые или тонкослоистые известняки; к третьей — массивные песчаники, кварциты, известняки, мраморы и магматические породы.

Электрическое сопротивление сильно зависит от состава пород, распределения в них проводящих компонентов, от текстуры пород, их трещиноватости, водонасыщенности и от минерализации заполняющих поры вод. Так, минерализованные воды понижают сопротивление пород в десятки и сотни раз.

Относительная диэлектрическая проницаемость. Диэлектрики, каковыми является большинство горных пород, под воздействием внешнего электромагнитного поля поляризуются. Этот процесс зависит от минерального состава и влажности породы, от частоты и напряженности электрического поля, от температуры и других факторов. Тип поляризации определяется атомно-молекулярными, кристаллохимическими, структурными особенностями пород и минералов.

Среди осадочных пород карбонатные имеют более высокую диэлектрическую проницаемость ϵ , чем кварцсодержащие песчаники, алевролиты. Так, у известняков, мраморов и доломитов $\epsilon = 8 \div 12$ при частоте $\nu = 10^3 \div 10^7$ Гц; у песчаников и кварцитов $\epsilon = 4 \div 7$ при $\nu = 5 \cdot 10^5$ Гц. Метаморфические породы характеризуются высокой проницаемостью: у амфиболитов, гнейсов, сланцев рогово-обманковых и тальковых, филлитов $\epsilon = 7,5 \div 13$ при $\nu = 5 \cdot 10^7$ Гц.

Магматические породы различаются по диэлектрической проницаемости главным образом в зависимости от их основности. У пород ультраосновных и основных проницаемость выше, чем у кислых (4,5—5,5 у гранитов, 5,8—11 у диоритов, 8—12 у габбро, базальтов и диабазов, 8,5—16 у перидотитов и пироксенитов, а также у большинства щелочных пород). Влажность повышает

диэлектрическую проницаемость всех пород в 0,3—10 раз. Для сухих пород диэлектрическая проницаемость больше при низких частотах возбуждающего поля (иногда в 10—20 раз). У основных пород эта зависимость более сильная, чем у кислых, различие может быть трехкратным. При высоких частотах поля породы разного состава сближаются по значению диэлектрической проницаемости. Увлажненность породы резко уменьшает влияние частоты поля на диэлектрическую проницаемость породы и соответственно на ее электрическое сопротивление [52].

Расчленение геологических образований методами, использующими диэлектрическую проницаемость, более эффективно может быть выполнено на низких частотах поляризующего поля. Зависимость же диэлектрической проницаемости от влагонасыщенности может привести к тому, что полученные аномалии окажутся связанными не с глубинными, а с поверхностными факторами.

Тепловые свойства и пористость горных пород в необходимой степени охарактеризованы ниже — при рассмотрении влияния на физические свойства высоких температур и давлений.

Петрофизика выросла из запросов разведочной геофизики. Материалы изучения физических свойств горных пород представляют базис для геологической интерпретации геофизических аномалий, вызванных геологическими телами, залегающими в близповерхностных зонах земной коры.

Петрофизика высоких давлений и температур

Скорость сейсмических волн в горных породах. Упругие свойства горных пород хорошо изучены при давлении до $10 \cdot 10^8$ Па и хуже до $(25 \div 30) \cdot 10^8$ Па [35, 85]. При воздействии давления на горные породы наблюдается очень резкое увеличение скорости в неуплотненных образованиях и менее значительное (хотя и большое) в породах уплотненных и кристаллических. Это явление имеет место до давления около $1 \cdot 10^8$ Па, выше которого градиент скорости с увеличением давления, во-первых, выравнивается для пород сходного химического состава, во-вторых, резко уменьшается для всех пород. При этом у пород изверженных и метаморфических ясно прослеживается разделение на группы в зависимости от состава (рис. 11). Начиная с давления $2 \cdot 10^8$ Па для кислых интрузивных и осадочных пород и с $(1,2 \div 1,5) \cdot 10^8$ Па для основных и ультраосновных нарастание скорости происходит медленно и кривые $v_p = f(p)$ идут почти параллельно друг другу и оси абсцисс. При давлении до $5,5 \cdot 10^8$ Па градиент скорости у кислых пород составляет около 36, у основных 28 м/с на $1 \cdot 10^8$ Па. При более высоком давлении градиент приближается к нулю у основных пород и к 10 м/с на $1 \cdot 10^8$ Па у кислых. У пород кислого и отчасти среднего состава интервал наиболее часто встречающихся значений скорости равен 5,9—6,2 км/с при $p = 2 \cdot 10^8$ Па и 6,2—6,6 км/с при $p = 10 \cdot 10^8$ Па. Основные породы в том же диапазоне давления имеют скорость 6,7—7,1 и 6,9—7,3 км/с соответственно,

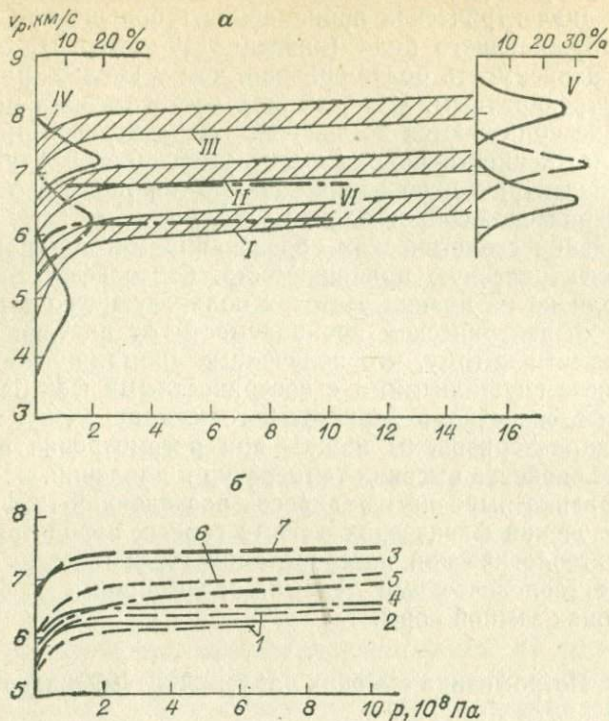


Рис. 11. Зависимость скорости продольных сейсмических волн от давления в магматических (а) [85] и метаморфических (б) [Резанов И. А., 1965 г.] породах.

Породы: I — кислые и средние, II — основные, III — ультраосновные; распределение скорости v_p при разном давлении, 10^8 Па : IV — 1, V — 15; VI — графики скорости v_p с учетом влияния температуры.

1 — гнейс; 2 — кварцит; 3 — амфиболит; сланец: 4 — слюдястый, 5 — тальковый, 6 — хлоритовый, 7 — актинолитовый.

для ультраосновных пород при тех же условиях скорость равна 7,6—8,0 и 7,8—8,2 км/с.

Метаморфические породы, такие как кварциты, гнейсы кислого и среднего состава, слюдястые сланцы, по значениям скорости и характеру ее изменения под давлением аналогичны породам группы гранита—диорита. Тальковые, хлоритовые, амфиболовые, актинолитовые сланцы, серпентиниты и амфиболиты близки по скоростным характеристикам к основным породам, эклогиты — к ультраосновным (у эклогитов $v_p = 7,1 \div 7,7 \text{ км/с}$ при $p = 1 \cdot 10^8 \text{ Па}$ и 7,7—8,0 км/с при $p = 10 \cdot 10^8 \text{ Па}$).

Осадочные образования по достижении давления $2 \cdot 10^8 \text{ Па}$ принимают скоростные характеристики тех групп изверженных пород, к которым они ближе по своему составу. Породы среднего состава многие исследователи включают в число гранитов, вследствие чего выявить относящиеся к ним данные обычно бывает

невозможно. По единичным образцам таких пород $v_p = 5,95 \div \div 6,4$ км/с при $p = 1 \cdot 10^8$ Па и $6,3-6,7$ км/с при $p = 10 \cdot 10^8$ Па.

Как бы ни был мал градиент нарастания скорости в горных породах при давлении выше $1 \cdot 10^8$ Па, все же по достижении давления $10 \cdot 10^8$ Па скорость увеличивается настолько, что породы одной петрографической группы могут принимать значения скорости, характерные для пород другой группы. В земной коре на физические свойства горных пород оказывает влияние не только давление, но и температура. По данным Т. С. Лебедева и др. [82], при нагревании гранитов до 300°C скорость продольных волн понижается от 5,6 до 3,3 км/с. Ф. Берч, одним из первых изучивший эффект одновременного влияния давления и температуры на скорость сейсмических волн, нашел, что влияние температуры несколько заметнее для пород основного состава, чем для кислого. Введение поправок за температурный коэффициент скорости показывает, что скорость продольных волн в основных породах начиная с глубины 2—3 км под влиянием давления уже не испытывает заметного увеличения, а на глубинах более 20 км даже может несколько понизиться. В гранитах увеличение скорости с давлением также достаточно сильно замедляется ростом температуры с глубиной и средняя скорость в интервале глубин 5—35 км повышается не на 250 м/с, а всего на 70—80 м/с.

Таким образом, благодаря суммарному воздействию давления и температуры скорость продольных волн с глубиной (ниже уровня закрытия пор в породах, т. е. 3—6 км) не изменяется или изменяется очень мало. Вследствие этого дифференциация горных пород по скорости упругих волн в пределах земной коры должна сохраняться.

Скоростная анизотропия минералов проявляется в сильной анизотропии горных пород (до 30 %), особенно метаморфических. Характерно, что анизотропия пород по продольной скорости сильно понижается при высоком давлении: при $p = (1,5 \div 2) \cdot 10^8$ Па она составляет всего 3—5 %.

Плотность горных пород. При высокой нагрузке плотность горных пород либо вычисляется через декремент объема, т. е. отношение приращения объема под давлением к объему до нагрузки $\Delta V/V_0$, либо измеряется после снятия нагрузки. Естественно, плотность может быть вычислена по данным о сжимаемости различных элементов. Закономерность изменения плотности горных пород с возрастанием давления аналогична закономерности изменения скорости упругих волн при тех же условиях. Резкое увеличение плотности происходит до давления $1 \cdot 10^8$ Па, с дальнейшим повышением давления плотность изменяется незначительно (рис. 12).

У кристаллических пород, как можно судить по материалам Ф. Берча [69], Д. Б. Балашова и М. П. Воляровича [1971 г.], при давлении больше $1 \cdot 10^8$ Па плотность повышается на $0,003-0,006$ г/см³ на каждые $1 \cdot 10^8$ Па в пределах первых $(4 \div 5) \cdot 10^8$ Па и еще меньше при дальнейшем повышении давления. Так, при

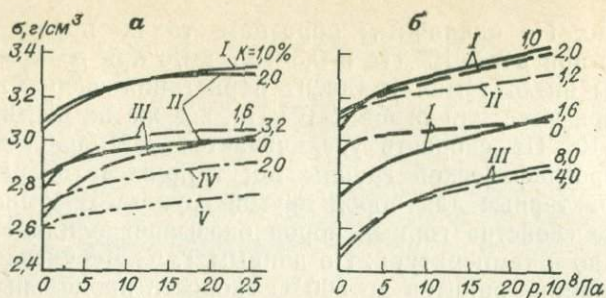


Рис. 12. Изменение плотности магматических (а) и метаморфических (б) пород в зависимости от давления [82, 85].

Рис. а: I — диабаз, II — габбро, III — габбро-диабаз, IV — кварцевый монзонит, V — гранит; рис. б: I — гнейс, II — амфиболит, III — серпентинит; К — пористость пород.

давлении $40 \cdot 10^8$ Па декремент объема составляет лишь 0,04—0,07 [44], т. е. в среднем плотность увеличивается на $0,0015 \text{ г/см}^3$ на $1 \cdot 10^8$ Па. Но по данным Т. С. Лебедева и др. [82], у большинства интрузивных и осадочных пород плотность изменяется от 0,005 до 0,008 г/см^3 на $1 \cdot 10^8$ Па в интервале давления от $5 \cdot 10^8$ до $25 \cdot 10^8$ Па. Эти же данные определенно указывают на сохранение дифференциации пород по плотности даже вплоть до такого высокого давления. У метаморфических пород под действием давления плотность изменяется в более широких пределах, чем у пород интрузивных.

Несмотря на очень малые изменения плотности кристаллических пород под давлением, они все же могли бы обусловить заметные погрешности в расчетах по гравитационным аномалиям. Однако увеличение плотности под давлением почти полностью нейтрализуется ее понижением в результате нагревания. Объем пород изменяется почти одинаково в разные стороны: уменьшается при повышении давления и увеличивается при повышении температуры (рис. 13).

Электрические свойства горных пород. При повышении температуры электрическое сопротивление понижается, причем в интервале температур 750—900 °С градиент увеличивается (рис. 14); при дальнейшем нагреве сопротивление остается минимальным до температуры плавления 1250—1400 °С. Близ точки плавления пород электропроводимость на 3—5 порядков больше, чем при обычной температуре. Таким образом, экспериментально доказывается

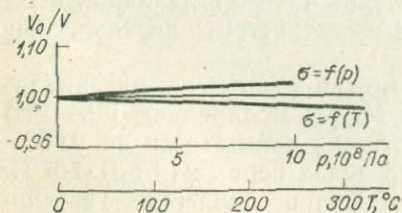


Рис. 13. Зависимость плотности от давления и температуры [44].

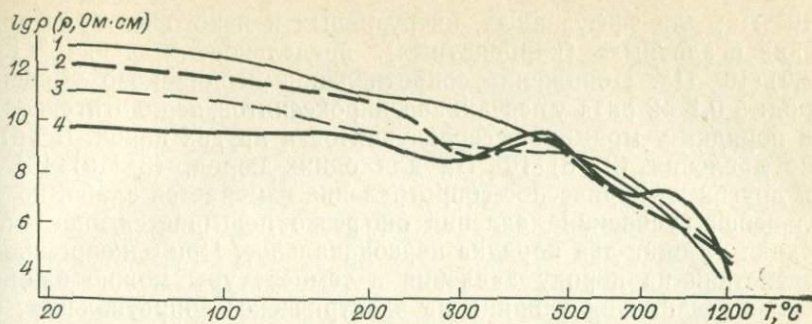


Рис. 14. Зависимость электрического сопротивления горных пород от температуры [47].

1 — оливинит; 2 — пироксенит; 3 — дунит; 4 — гранит [Моисеенко У. И., 1970 г.].

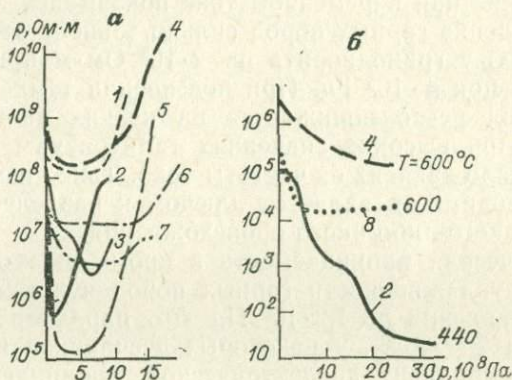


Рис. 15. Зависимость электрического сопротивления горных пород от одностороннего давления при обычной (а) и при высокой (б) температуре [47].

1 — перидотит; 2 — серпентинит; 3 — базальт; 4 — оливинит; 5 — мрамор; 6 — пироксенит; 7 — дунит; 8 — эклогит.

возможность существования аномалий проводимости, обусловленных локальным разогревом или плавлением горных пород в земной коре и мантии.

Электрическое сопротивление горных пород зависит от их химического и минерального состава, структуры и текстуры. Влияние структуры и текстуры сказывается практически лишь до 600—700 °С, а химическим и минералогическим составом определяется специфичность пород по сопротивлению вплоть до их плавления. Температура воздействует на электрическое сопротивление пород более сильно, чем давление. По крайней мере в интервале температуры 100—1000 °С сопротивление изменяется несоизмеримо больше, чем в интервале давления $(0,5 \div 20) \cdot 10^8$ Па [52, 85].

Электрическое сопротивление при повышении давления до некоторого значения резко понижается (рис. 15). Для терригенных и части метаморфических пород это давление равно $(0,5 \div 1,0) \times$

$\times 10^8$ Па; для эффузивных, интрузивных и некоторых кристаллических осадочных (карбонатных) предельное значение $(1,5 \div 3,0) \cdot 10^8$ Па. Понижение сопротивления неодинаково у разных пород: в 0,1—2 раза у песчаников, пироксенитов, перидотитов; один-два порядка у мраморов, серпентинитов и других пород. В интервале давления $(3 \div 8) \cdot 10^8$ Па для одних пород, $(3 \div 15) \cdot 10^8$ Па для других электрическое сопротивление изменяется слабо, но при дальнейшем усилении давления оно резко повышается, иногда превосходя на один-два порядка первоначальное. При одновременном воздействии на породу давления и температуры можно ожидать и суммирования их влияний на электрическое сопротивление, что может привести к усилению эффекта (особенно в верхней части коры), нейтрализации (в низах коры и в верхней мантии) или к преобладанию одного из эффектов. Эти варианты подтверждаются экспериментальными данными.

Исследование при переменном токе показывает, что электрическое сопротивление горных пород сильно зависит от частоты тока. Так, при 200°C у гранодиорита $\rho = 2 \cdot 10^8$ Ом·м при $\nu = 4 \cdot 10^2$ Гц и $7 \cdot 10^5$ Ом·м при $4 \cdot 10^5$ Гц. При повышении температуры сопротивление пород резко понижается на низких частотах и слабо на высоких. При высоких значениях температуры сопротивление породы уже мало зависит от частоты тока. Такое изменение электрической проводимости является ключом к разделению аномалий теплового и какого-либо иного происхождения.

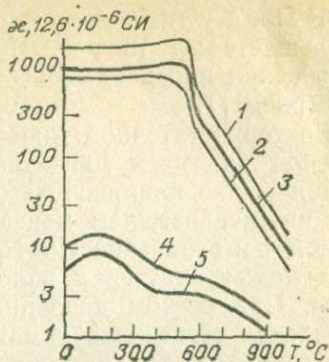
Диэлектрическая проницаемость ϵ кроме уже отмеченной зависимости от увлажненности горных пород чувствительна к давлению. При давлении до $1,2 \cdot 10^8$ Па этот параметр увеличивается у гранитов на 20—40 %, у некоторых песчаников на 100—120 %. Значительный градиент диэлектрической проницаемости наблюдается до давления $(0,4 \div 0,6) \cdot 10^8$ Па, затем он резко уменьшается, хотя увеличение проницаемости продолжается по крайней мере до $50 \cdot 10^8$ Па. Например, у дунита прирост диэлектрической проницаемости при давлении до $20 \cdot 10^8$ Па равен $6 \cdot 10^{-6}$ на $1 \cdot 10^8$ Па, а в интервале $(20 \div 40) \cdot 10^8$ Па всего $2,5 \cdot 10^{-6}$ на $1 \cdot 10^8$ Па. Рост температуры увеличивает диэлектрическую проницаемость на несколько порядков, особенно у осадочных и мономинеральных пород; наиболее значительное изменение характерно для интервала $400\text{—}700^\circ\text{C}$. Влияние температуры, однако, тем меньше, чем выше частота тока; при $\nu = 5 \cdot 10^6$ Гц действие температуры почти прекращается.

Одновременное и однозначное изменение диэлектрической проницаемости с повышением давления и температуры означает, что как сама диэлектрическая проницаемость, так и величины, с нею связанные (например, электрическое сопротивление), могут дать аномалии, обусловленные разными причинами: неравномерным разогревом вещества в недрах или дифференциацией давления.

Магнитные свойства горных пород. Экспериментальным изучением магнитных свойств горных пород установлено, что при возрастании температуры магнитная восприимчивость сначала мед-

Рис. 16. Зависимость магнитной восприимчивости горных пород от температуры [85].

1 — гранодиорит; 2 — диорит; гранит; 3 — биотит-амфиболовый, 4 — биотитовый, 5 — лейкократовый.



ленно, а затем быстро снижается до нуля (рис. 16). Выяснилось, что точка Кюри (Нееля), т. е. температура, при которой порода теряет свою намагниченность, зависит от многих факторов, в частности от состава минералов и горных пород. Сжатие образцов сопровождается понижением магнитной восприимчивости вдоль оси сжатия и изменением ее с разным знаком в перпендикулярном к сжатию направлении. Точка Кюри при давлении до $9 \cdot 10^8$ Па не изменяется или очень слабо уменьшается. Таким образом, можно ожидать, что на магнитную восприимчивость горных пород в глубинных условиях главное воздействие оказывает температура. Исходя из расчетов температур можно полагать, что сохранение породами магнитных свойств возможно в пределах как всей коры, так и части верхней мантии. Разумеется, в зависимости от локальных условий теплового поля и от состава горных пород нижняя граница намагничения имеет разную глубину в разных районах.

Естественная остаточная намагниченность J_n неоднозначна по своей природе. В зависимости от условий возникновения различают нормальную, или изотермическую, J_r , термоостаточную J_{tr} , химическую J_{rc} и вязкую J_{rv} остаточную намагниченность. Нормальная возникает при постоянном магнитном поле и постоянной температуре, термоостаточная — при остывании нагретых тел, химическая — при минеральных превращениях в условиях действия магнитного поля, вязкая — в процессе релаксации при постоянном магнитном поле [85]. Естественная намагниченность представляет собой равнодействующую намагниченностей разного рода. Сильное магнитное поле вызывает в породе остаточную намагниченность насыщения J_{rs} .

Нагревание уменьшает остаточную намагниченность вплоть до ее полного исчезновения. При всестороннем давлении снижается остаточная намагниченность почти всех видов, но происходит это по-разному в зависимости от вида намагниченности и состава горных пород. Наиболее устойчива термоостаточная намагниченность, она уменьшается менее чем на 5% при давлении $9,5 \cdot 10^8$ Па. Изотермическая же резко понижается (до 60%) уже при давлении

$2 \cdot 10^8$ Па, а у титаномагнетита при $10 \cdot 10^8$ Па эта намагниченность уменьшается в 18 раз. Поведение остаточной намагниченности насыщения при действии давления сильно зависит от состава пород (рис. 17).

Вектор остаточного намагничивания J_n изменяет свое направление под действием магнитного поля. На его ориентировке сказывается также влияние пьезоостаточной намагниченности, которая тем интенсивнее, чем меньше стабильность первоначальной остаточной намагниченности. Причиной изменения направления вектора может явиться и наложение намагниченностей разной природы. При осевом давлении происходит заметное смещение направления остаточной намагниченности [Graham J. а о., 1957 г.]. Это означает, что при определенном действии давления вектор остаточного намагничивания может измениться и без перемещения соответствующего участка земной коры.

Тепловые свойства горных пород. Из тепловых свойств горных пород рассмотрим лишь теплопроводность, которая, несомненно, играет исключительно важную роль в течении многих геологических процессов в земной коре и мантии. Влияние на теплопроводность многих факторов изучено еще недостаточно. В общих чертах намечается, что наибольшей теплопроводностью характеризуются ультраосновные породы [$\lambda = 3,4 \div 4,4$ Вт/(м·К)], несколько меньшей — основные и кислые (2,0—3,0), минимальной — сланцы, песчаники, алевролиты (1,2—2,0). Однако в гораздо большей степени, чем от состава, теплопроводность зависит, по-видимому, от характера кристаллической структуры. Так, в кристаллических мономинеральных породах она намного выше, чем в полиминеральных. Теплопроводность оливинита равна 3,2—4,8 Вт/(м·К), пироксенита 4,1, доломита 4,8—5,2, кварцитов 5,6—6,4. Но в то же время мономинеральные плагиоклазовые породы (анортозит, альбитит) характеризуются низкой теплопроводностью [1,7—2,0 Вт/(м·К)].

Теплопроводность всех кристаллических горных пород при нагревании понижается (в 2 раза и больше) (рис. 18). При этом у мономинеральных пород с высокой теплопроводностью градиент

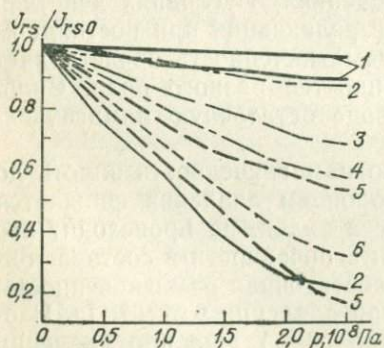


Рис. 17. Относительные изменения остаточной намагниченности насыщения для изверженных пород Украины [35].

1 — габбро-амфиболит; 2 — гнейс; 3 — габбро-норит; 4 — габбро-монцитит; 5 — чарнокит; 6 — лабрадорит.

Рис. 18. Зависимость теплопроводности горных пород от температуры [85].

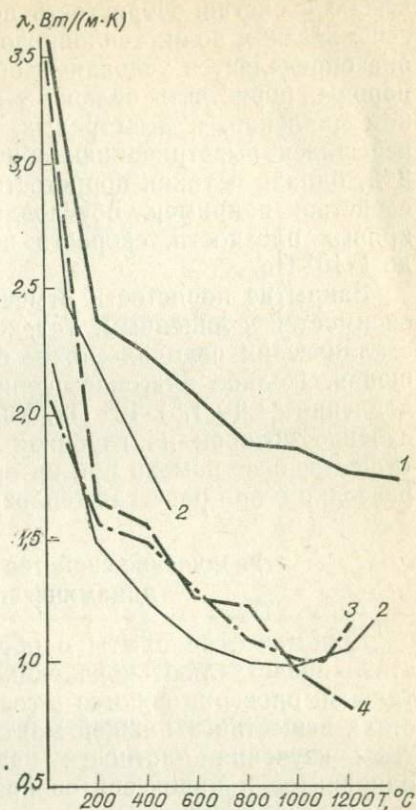
1 — оливинит; 2 — гранит; 3 — диорит; 4 — эклогит.

значительно выше, чем у аналогичных образований с низкой теплопроводностью. Например, у дунита при нагревании от 0 до 200 °С теплопроводность уменьшается на 1,8 Вт/(м·К), у альбитита на 0,6, у анортозита на 1,0 [69], т. е. происходит как бы выравнивание пород по теплопроводности. Иная картина наблюдается в стеклах: их теплопроводность при повышении температуры увеличивается.

С повышением водонасыщенности теплопроводность резко увеличивается.

Влияние давления на теплопроводность горных пород изучено слабо. Установлено, что в осадочных породах (песчаниках, конгломератах, известняках, доломитах) теплопроводность заметно (до 5—20 %) растет при давлении до $(100 \div 150) \cdot 10^5$ Па; дальнейшее увеличение давления действует мало. Судя по опытам над металлами, солями и некоторыми породами, давление увеличивает теплопроводность на величину α . При повышении давления на $1 \cdot 10^5$ Па для базальта $\alpha = 2 \cdot 10^{-3}$ Вт/(м·К) при 30 °С и $0,9 \times 10^{-3}$ Вт/(м·К) при 75 °С [69]. При давлении $10 \cdot 10^8$ Па теплопроводность базальта возрастет в 3—4 раза по сравнению с нормальной. Базальт может сильно варьировать по составу, структуре, текстуре, содержанию воды и других летучих, поэтому его теплопроводность вряд ли можно приписывать земной коре. Вполне возможно, что влияния на теплопроводность температуры и давления соизмеримы, но противоположны по знаку. Исследование зависимости теплопроводности от давления и температуры является основой для расчета температуры на разных глубинах, а через это и для решения многих вопросов строения и развития земной коры.

Пористость горных пород. Пористость пород является одним из важнейших факторов, резко влияющим на все прочие физи-



ческие свойства. Пористость понижает плотность пород, скорость сейсмических волн, теплопроводность, электропроводимость. Сама она определяется условиями образования и существования горной породы; пористость больше у пород, сформировавшихся при низком давлении, и выветрелых. У пород кристаллических, не подвергшихся выветриванию, общая пористость не превосходит 1—2 %, однако и такая пористость существенно изменяет физические свойства, например, обуславливает резко нелинейный характер кривых плотности, скорости и других параметров при давлении до $1 \cdot 10^8$ Па.

Закрытие пористости отмечается переходом от нелинейных зависимостей к линейным. Установлено, что эффект давления в кристаллических породах может быть заменен эффектом влагонасыщения. Полное влагонасыщение равносильно сжатию породы до давления $(1,0 \div 1,5) \cdot 10^8$ Па. Увлажненность горных пород, распределение которой на глубинах неизвестно, может создать весьма существенные помехи при интерпретации данных сейсмо-, электро-разведки и при расчетах тепловых полей.

Физические свойства горных пород по данным динамических исследований

Динамические опыты с образцами горных пород разного состава представляют пока единственную возможность экспериментальной проверки гипотез о составе, состоянии и физических свойствах вещества в нижней мантии и ядре Земли. Описаны результаты изучения плотности кварца, кварцитов, габбро, дунитов, оливинитов и пироксенитов при давлении от десятков до 650 гигапаскалей [Трунин Р. Ф. и др., 1965, 1971 г.] (для каждой разновидности породы испытано всего по несколько образцов). Почти все породы (исследовались главным образом ультраосновные) сильно уплотняются (рис. 19), особенно заметно при давлении, соответствующем глубинам около 400 км и 800—1000 км, т. е. подошвам слоев В и С по модели, предложенной К. Буллэном. При этом резкое изменение плотности наблюдается лишь у кварц- и плагио-клазсодержащих пород, у оливинитов оно происходит плавно, у дунитов еще более медленно. Это позволяет предполагать наличие фазовых переходов на границе слоев В и С, а также С и D у пород, содержащих кварц и полевой шпат (возможно, также у оливинита), и отсутствие таких переходов у дунитов. Габбро и пироксениты под давлением выше $(150 \div 500) \cdot 10^8$ Па приобретают плотность, даже большую, чем у некоторых дунитов.

Характерно, что при давлении $600 \cdot 10^8$ Па и выше (в том числе и при давлении, превосходящем внутриземное) нарастание плотности пород происходит плавно, поэтому на соответствующих глубинах маловероятны как фазовые переходы вообще, так и металлизация в частности.

При сопоставлении экспериментальных кривых $\sigma = f(p)$ с зависимостью, рассчитанной для модели Буллэна, выявляется, что

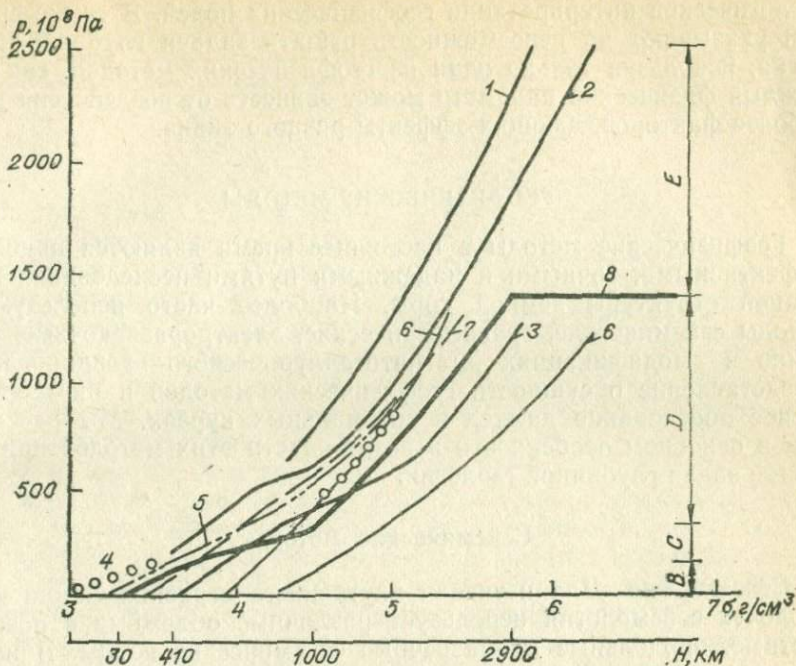


Рис. 19. Зависимость плотности от давления в недрах Земли.

Средние экспериментальные кривые: 1 — дунит и диаллагит, 2 — энстатитовое габбро и оливинит, 3 — рудный оливинит [Трунин Р. Ф. и др., 1965 г.], 4 — габбро, 5 — дунит [Хьюз Д., Мак-Куин Р., 1965 г.]; теоретически рассчитанные: 6 — дунит, 7 — бронзит [Мак-Куин Р., Андерсон Д., 1965 г.; Калинин В. А. и др., 1972 г.]; 8 — модель Буллена.

этой зависимости лучше соответствуют кривые для основных пород [Трунин Р. Ф. и др., 1965 г.; Хьюз Д., Мак-Куин Р., 1965 г.]. До подошвы слоя С в хорошем согласии с модельной находится зависимость для кварцевых пород. Дуниты и оливиниты имеют ход кривой, резко отличный от модельного при давлении, соответствующем слоям В и С, и очень сходный (для некоторых образцов) при давлении, господствующем в нижней мантии. Ни одна из испытанных пород не проявляет свойств, близких к характеристикам вещества в ядре Земли по модели Буллена.

Очевидно, что данные динамических методов дают лишь приблизительную картину поведения физических свойств горных пород. Время воздействия давления на породу столь ничтожно, что оно может оказаться недостаточным для свершения фазовых переходов. Кроме того, физические параметры рассчитывают по уравнениям состояния вещества, выведенным на основе некоторых предположений, что может приводить к значительным погрешностям.

Таким образом, физические эксперименты с горными породами, поставляя данные о поведении тех или иных физических свойств в разных термодинамических условиях, являются основой

геологической интерпретации геофизических полей. В то же время они указывают на невозможность решать задачи глубинной геологии, используя только один из геофизических методов, так как каждый физический параметр может зависеть от воздействия двух и более факторов, дающих эффекты разного знака.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Геофизические методы в настоящее время являются наиболее эффективными, точными и надежными путями исследования глубинной структуры земной коры. Наиболее часто используются методы сейсмические, гравиметрические, электроразведочные, особенно в модификациях магнитотеллурического зондирования. Представление о сущности геофизических методов и их теоретическое обоснование даются в специальных курсах. Мы рассмотрим в основном особенности и возможности этих методов при решении задач глубинной геологии.

Сейсмические методы

Сейсмология. Для изучения внутреннего строения Земли и ее оболочек сейсмология использует различные объемные и поверхностные, продольные и поперечные сейсмические волны. В некоторых случаях большое значение имеют поверхностные волны Лява и Релея и другие, сходные с ними (G, Lg, T) [Рихтер Ч., 1963 г.].

Волны Лява — это поверхностные поперечные волны, поляризованные в горизонтальной плоскости. Волны Релея также являются поперечными, но они поляризованы в вертикальном направлении. Те и другие имеют скорость, не зависящую от длины волны, если среда однородна. Но скорость этих волн изменяется с увеличением длины волны, если изменяются упругие характеристики среды. Кроме дисперсии скорости и периодов поверхностных волн при изучении коры и мантии используют их амплитудные характеристики, затухание, соотношение фазовой и групповой скорости. Ч. Рихтер определяет фазовую скорость как выведенную из уравнения движения, а групповую как скорость распространения излучаемой сейсмоисточником энергии. Групповая скорость устанавливается точнее фазовой, однако она подвержена большому влиянию сложной слоистой среды и потому менее удобна при исследованиях регионального характера [29].

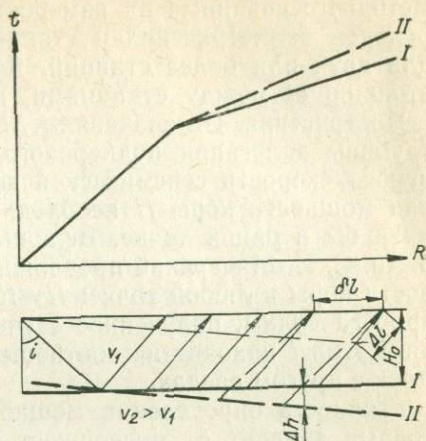
Волна G (волна Гутенберга) — разновидность волн Лява; регистрируется только при сильных землетрясениях и быстро затухает с уменьшением их магнитуды; отличается поразительным постоянством скорости (около 4,41 км/с). Волна Lg выделяется как короткопериодное возмущение на фоне длинных поверхностных волн; распространяется с малым затуханием на большие расстояния в пределах континентов, но исчезает, выйдя в океаническую кору. Волна T также короткопериодная, в море движется со

Рис. 20. Схема прохождения сейсмических волн в двухслойной среде при горизонтальном и наклонном положении границы раздела (подошва земной коры).

скоростью звука, а на континенте со скоростью обычных сейсмических волн. Перечисленные волны иногда называют каналовыми. Для короткопериодных волн Лява, Релея, Lg каналом (волноводом) является земная кора, а для волны G — слой пониженных скоростей в мантии Земли; этот слой исполняет роль волновода и для длиннопериодных волн Релея. Волна Т рассматривается как каналовая волна в океане.

Изучение структуры земной коры и мантии, состояния вещества в них, напряжений и других параметров литосферы сейсмологическими методами ведется путем анализа данных о скорости различных волн, характере их распространения, поглощения энергии и т. д. Для определения глубинной структуры применяют способы, основанные на использовании объемных волн дальних или близких землетрясений. Глубину залегания подошвы коры или кровли ее слоев находят по отклонениям времен пробега волны землетрясения от среднего годографа либо для Земли в целом, либо для отдельного региона. При постоянной скорости продольных волн в кровле мантии на годографах, отражающих зависимость между расстоянием R регистрирующих сейсмостанций от источника колебаний (очаг землетрясения) и временем t пробега волны, кровле соответствует прямолинейный участок. Аналогичным образом волны от других поверхностей в коре или мантии также рисуются на годографе в среднем прямолинейными отрезками, но с иным наклоном к осям координат. Изменение Δh глубины до подошвы земной коры или до иных поверхностей вызывает отклонение от прямолинейного годографа, так как волна проходит добавочное расстояние Δl по среде с меньшей скоростью. При большом расстоянии R и малом изменении глубины Δh расстояние $\Delta l \approx \Delta h \cos i$; на его преодоление требуется дополнительное время $\Delta t = \Delta l / v_1$ (рис. 20). Чем больше Δh , тем с большим запозданием приходит волна в точку наблюдения по сравнению с временем пробега, рассчитанным по среднему годографу.

Мощность земной коры или какого-либо слоя, рассчитанная непосредственно по отклонениям от осредненного годографа, оказывается весьма приближенной, так как невозможно точно определить расстояние до эпицентра землетрясения и время пробега волны. Чтобы уменьшить влияние этих факторов, используют



методы, основанные на измерении не самих расстояний между эпицентром землетрясения и станцией, а разности таких расстояний для двух или более станций. Ясно, что эти разности равны расстоянию δl между станциями, находящимися в створе с очагом землетрясения. По значениям Δt и δl можно вычислить изменение глубины залегания подкорового слоя на расстоянии δl и кажущуюся скорость сейсмической волны в этом слое. Для определения мощности коры H необходимо знать глубину ее подошвы H_0 хотя бы в одной точке. Величину H находят различными способами. С. И. Масарский предложил формулу для определения мощности коры в любой точке: $H = tv_1/\cos i$; здесь t — начальное время пробега волны, полученное с учетом расстояния от очага колебаний; угол i находят из соотношения скоростей в контактирующих друг с другом средах.

Точность определения мощности коры сейсмологическими методами зависит от погрешностей, с которыми известны глубина очага, расстояние до эпицентра, время прихода волны до разных станций. Сильное влияние оказывают негоризонтальность глубинных границ и преломляющее действие внутрикоровых поверхностей и неоднородностей, локальные изменения скорости волн в коре. Все это является причиной низкой точности определения глубин до подошвы коры и иных внутрикоровых и внутримантийных границ.

Широкое распространение получил метод изучения глубинной структуры земной коры и мантии путем установления глубин до точек, в которых происходит возбуждение поперечных волн под влиянием продольных, или наоборот. Предполагается, что точки обмена находятся на границе раздела двух сред с разными упругими характеристиками. Метод обменных волн землетрясений (МОВЗ) теоретически позволяет расчленить земную кору сколь угодно детально. Кроме того, по соотношениям скоростей и амплитуд обменной поперечной ps и продольной p волн, по закономерностям их изменения можно составить суждение об особенностях горных пород, о наличии зон инверсии скоростей в земной коре и мантии. Сами скоростные характеристики находят, однако, какими-либо иными методами [19, 56]. Это предопределяет трудность и ненадежность корреляции поверхностей обмена, выявленных в разных частях района. Корреляция затруднена, по-видимому, и тем, что в земной коре всегда возможно большое число границ с резким изменением упругих свойств по обе стороны от них, причем эти границы не обязательно разделяют только крупные комплексы горных пород. Очевидно, этим и объясняется обилие почти параллельных границ в земной коре и мантии на профилях МОВЗ. Реальность некоторых из них не всегда очевидна [Клушин И. Г., 1971 г.].

Сейсморазведка, глубинное сейсмическое зондирование. Сейсморазведочные методы обладают рядом преимуществ перед сейсмологическими: используют точные данные о времени возбуждения волн и о координатах их очага, имеют возможность изменять

размеры и ориентировку базы регистрации. Основы метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) были заложены работами Г. А. Гамбурцева, Ю. Н. Година, И. П. Косминской и других геофизиков. Развитие этот метод получил в трудах И. В. Литвиненко, Н. Н. Пузырева, С. В. Крылова, В. С. Соллогуба, Н. И. Павленковой, А. А. Попова, И. С. Вольвовского, П. Гизе и многих других советских и зарубежных исследователей [13, 18, 36, 51, 57, 94 и др.]. Литература по специальным вопросам ГСЗ и по их результатам весьма обширна, поэтому мы будем ограничиваться ссылками лишь на обобщающие работы, а также на ряд выпусков материалов совещаний и конференций по ГСЗ.

Перед ГСЗ стоят две основные задачи: 1) выявить глубинные границы и изучить их рельеф; 2) определить скоростные параметры среды (для решения второй задачи необходимы наиболее полные системы наблюдений).

Регистрация преломленных волн при ГСЗ осуществляется на расстоянии до 200—600 км от пункта взрыва. Для возбуждения волн проводятся взрывы 1—10 т взрывчатого вещества на суше и 100—150 кг на море; используется и энергия подземных атомных взрывов. В связи с охраной природы разрабатываются различные методы накопления и суммирования сигналов от слабых источников колебаний. При благоприятных условиях наблюдения по профилю проводятся непрерывно. Система рассчитывается на получение встречных и нагоняющих годографов для коровых и мантийных границ. В труднодоступных районах выполняется кусочно-непрерывное профилирование или точечное зондирование [13], а для возбуждения колебаний наряду с обычными способами используются взрывы авиабомб [57]. Сейсмические волны от преломляющих границ приходят на близко расположенные от пункта взрыва станции в порядке их глубинности, а на удаленные — в обратной очередности (рис. 21); на промежуточных расстояниях (150—200 км) наблюдается интерференция волн от разных границ, зона интерференции неблагоприятна для интерпретации сейсмических записей.

Выбор систем наблюдений, по И. С. Вольвовскому, определяется характером решаемых задач, моделью среды и объемом априорной информации о ней, типом регистрируемых глубинных волн, уровнем помех, видом корреляции (непрерывная, дискретная), характером источника возбуждения, природными условиями (в частности, рельефом местности), применяемой аппаратурой. При ГСЗ используются волны частотой 10—15 Гц. Волны от поверхности консолидированной земной коры в первых вступлениях регистрируются на расстоянии 40—100 км, от кровли базальтового слоя 130—170 км, от подкорового слоя 150—300 км. Волновое поле формируется устойчивыми группами волн, среди которых наиболее четко выделяются преломленные (рефрагированные) на границе консолидированной коры $\rho_{ок1}$, преломленные (головные либо слаборефрагированные) на границе Мохо $\rho_{пр м}$ или в верхней части мантии, и отраженные от подошвы коры $\rho_{отр м}$ (рис. 22). Волны

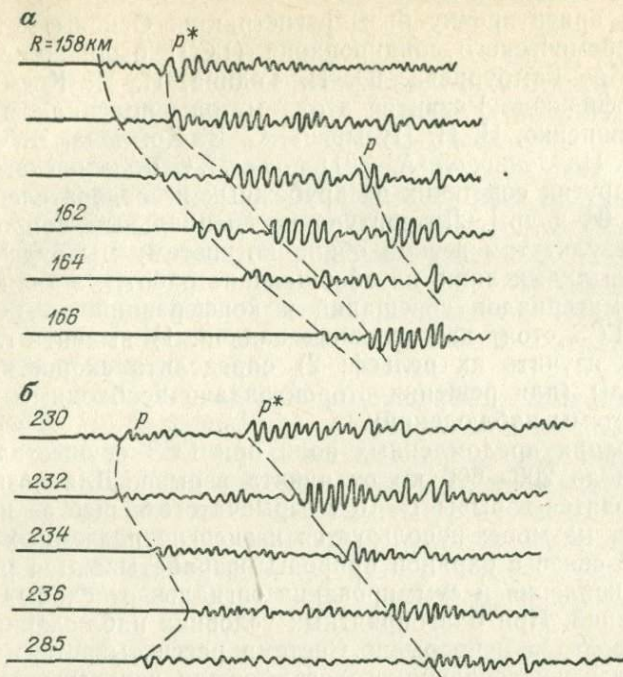


Рис. 21. Сейсмограммы, полученные до зоны интерференции (а) и после этой зоны (б) на Тянь-Шане.

Волны, преломленные: p — на границе Мохо, p^* — на кровле базальтового слоя.

от других внутрикоровых границ, например от кровли базальтового слоя $p_{\text{ок}2}$, не всегда образуют устойчивые группы.

Корреляция волн, особенно отраженных, по сейсмограммам часто бывает затруднена. Годографы в этих случаях представляют собой громоздкую систему коротких линий. Большие осложнения в волновую картину вносят волны кратные, дифрагированные, обусловленные резкими изменениями глубины или наклона одной и той же границы. Не всегда можно отличить за критическую отраженную волну от головной преломленной. Не просто расшифровать сейсмограммы при наличии в земной коре зон пониженной скорости (зон инверсии скорости). Для определения природы сейсмических волн и выявления зон пониженной скорости используют анализ динамических характеристик волн (амплитуды, затухания) [19], способ редуцированных годографов [51], другие приемы. П. Гизе [94] предложил метод построения скоростных разрезов земной коры: вместо внутрикоровых границ находят функцию скорости от глубины и рисуют глубинный профиль в изолиниях скорости; на таких профилях хорошо выделяются и зоны пониженной скорости. Этот метод нашел последователей и среди советских геофизиков.

Сейсморазведка наиболее широко применяется в модификациях МОВ (метод отраженных волн), КМПВ (корреляционный метод преломленных волн), рефрагированных волн.

Метод преломленных волн позволяет надежно проследить пологие границы в земной коре, определить граничные скорости. При рекогносцировочных работах он дает возможность наиболее объективно изучить общие черты глубинной структуры. Корреляция сейсмически сходных поверхностей этим методом обычно проводится однозначно. Метод преломленных волн предполагает достаточно большую разность скоростей в граничных средах, почти горизонтальное залегание изучаемых границ, а также однородность сред. Отступления от этих условий ведут к существенным ошибкам. Особенно сильно сказывается неровность прослеживаемых поверхностей раздела, что может не только исказить определяемые глубины, но даже создать фиктивную картину многослойной структуры.

Если неровности имеют малую ширину и значительный наклон (антиклинальные и синклиналильные складки, осложняющие антиклинории и синклинории), то вместо волнистой границы будет получена некоторая средняя поверхность. При наличии пачки тонких слоев даже горизонтального залегания также отмечается некоторая средняя фиктивная поверхность. Методом преломленных волн не фиксируются неоднородности протяженностью даже в десятки километров, если они имеют сложную конфигурацию в разрезе и мало отличаются от смежных тел по скорости. В то же время могут быть отмечены в качестве единых прерывистые и разной природы границы, обладающие достаточно высоким коэф-

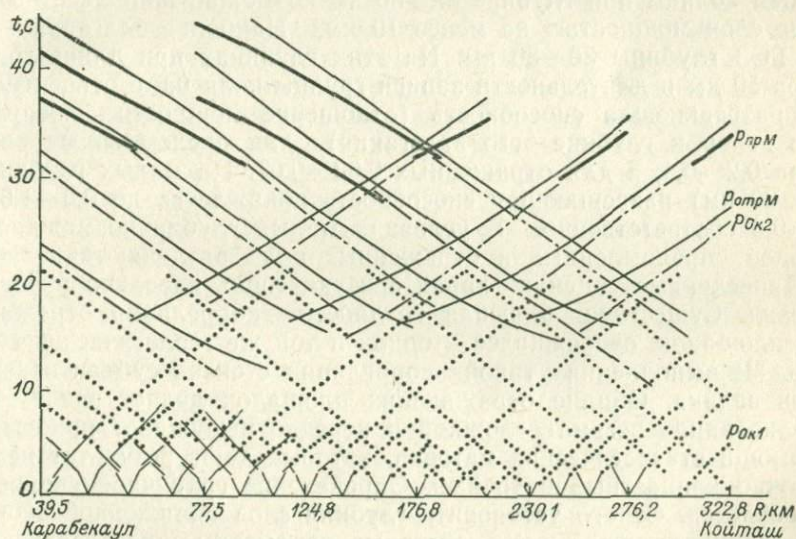


Рис. 22. Схематические годографы глубинных волн по профилю ГСЗ Карабекаул—Койташ в Бухаро-Хивинском регионе [13].

фициентом преломления. Неоднородности, залегающие выше преломляющей границы, оказывают искажающее влияние как на скорость, так и на направление волн; эти влияния некоторые геофизики предлагают выражать через «коэффициент мутности» среды [Галкин И. Н., Николаев А. В., 1968 г.], но его не всегда возможно выявить и учесть.

Сейсмическая волна проходит по земной коре десятки и сотни километров. Геологи представляют, насколько сложной может быть геологическая среда, однако при интерпретации считают ее однородной; учитывается лишь различие слоев, разделенных основными (сейсмическими) границами. Поэтому вполне естественно, что метод ГСЗ преломленными волнами дает лишь схематичную картину глубинной структуры коры. Достигнуть этим методом высокой детальности и точности в реальных геологических условиях невозможно.

По мнению многих геофизиков, широкие перспективы в изучении столь неоднородного объекта, как земная кора, открываются перед методом отраженных волн. Действительно, этим методом можно проследить морфологию поверхностей сложной геометрической формы, расчленив разрез с неоднократной инверсией скорости. Детальность исследования глубинной структуры в принципе почти неограничена. По данным И. П. Косминской [42], при ГСЗ разрешающая способность отраженных волн в 3—10 раз выше, чем преломленных. Отраженные волны в области критических и докритических углов позволяют обнаружить и изучить слои, толщина которых не превышает 2—3 км при больших глубинах (30—50 км) и 3—5 км при малых (10—20 км). По преломленным волнам при глубине 30—50 км возможно надежное выделение слоя мощностью не менее 10 км. Наиболее благоприятны для ГСЗ глубины 30—50 км. На этих глубинах при длине годографа 50 км и длительности записи группы волн 0,5 с относительная разрешающая способность (отношение мощности фиксируемого слоя к глубине его залегания) для преломленных волн равна 0,2—0,4, а для отраженных 0,03—0,07. На малых глубинах (10—20 км) разрешающая способность понижается до 0,5—1,0 и 0,3—0,6 соответственно. В условиях малых глубин возможности методов преломленных и отраженных волн различаются слабо.

Приведенные оценки характеризуют лишь идеально простые условия. Существует большая трудность — корреляция отражающих площадок, относящихся к одной и той же геологической границе. В выполнении такой корреляции степень субъективизма очень велика. Обилие отражающих площадок делает задачу их истолкования весьма сложной и нередко вынуждает прибегать к помощи статистических методов, которые дают результат недостаточно конкретный и точный. Определение граничной скорости исключается. Строго установить глубину слоя пониженной скорости, градиент скорости и скоростные параметры нижеследующих слоев невозможно [51]. Профили ГСЗ, построенные по отраженным волнам, существенно зависят от искусства и знаний исполни-

теля, от исходных допущений при интерпретации. Не случайно поэтому в одних случаях на таких профилях границ бывает не больше, чем на полученных методом преломленных волн, в других случаях они бесчисленны. Наклон площадок при методе отраженных волн также может привести к появлению фиктивных зон пониженной скорости, если не проводятся перекрестные зондирования.

В общем сейсмические методы, хотя и способные в слоисто-однородных средах дать точные и однозначные результаты, в реальной геологической обстановке оказываются сильно ограниченными по своим возможностям. Фактически они рисуют довольно упрощенную картину строения больших глубин и весьма схематизированную — верхней части земной коры ниже осадочного слоя. Обратная задача в ГСЗ решается методом подбора [51]. Но все-таки сейсмические методы имеют наибольшие возможности (по сравнению с другими методами) для наиболее точного определения геометрических форм сейсмических границ и глубины их залегания. Только эти методы поставляют прямые данные о физических характеристиках глубинных зон Земли.

Гравиметрический метод

Гравиметрический метод, давая представление о распределении масс в земной коре и мантии, позволяет составить суждение о структуре и составе недр и в какой-то мере о глубине залегания плотностных неоднородностей. Метод основан на измерении аномалий потенциального поля — поля силы тяжести; он дает суммарную характеристику аномального поля, образованного наложением гравитационного воздействия неоднородностей разных размеров, формы и глубины залегания. Это обуславливает необходимость разделения наблюдаемого аномального поля на его составляющие, относящиеся к разным геологическим телам. От качества разделения поля зависит и качество всех построений и расчетов, основанных на гравиметрических данных. Эта задача является наиболее трудной и в большинстве случаев не имеет однозначного решения. Неоднозначно и решение обратной задачи, т. е. расчета формы, глубины и плотности геологического тела по гравитационной аномалии.

Эти два свойства потенциальных полей, в частности гравитационного, и явились причиной того, что аномалии таких полей обычно используют при изучении глубин лишь как вспомогательный материал. На практике и при неудовлетворительном разделении поля на составляющие можно получить какой-то процент правильных решений. Степень затухания поля силы тяжести по мере удаления от его источника позволяет оценить глубину залегания возмущающего тела. Горизонтальный градиент силы тяжести без каких-либо дополнительных данных ограничивает диапазон глубинности аномального объекта. Следовательно, при использовании гравиметрических данных даже без геологических

ограничительных условий можно получить приемлемые решения по ряду вопросов строения глубин.

Велика роль гравиметрического метода в изучении изостатического состояния земной коры, а также процессов в земной коре и мантии, сопровождающихся перемещением материала или изменением его плотности. Способы использования гравиметрического метода для исследования глубинной структуры земной коры различны, но в большинстве случаев они исходят из подчиненного положения гравиметрии в ряду других геофизических методов изучения глубин. Наиболее распространен способ построения глубинных границ на основе корреляционных зависимостей между глубинами до этих границ, определенными в некоторых районах сейсмическими методами, и интенсивностью аномалий силы тяжести. При этом выявляют зависимости для всей земной коры, консолидированной земной коры (коры без осадочного слоя), отдельных зон коры. В настоящее время такого рода зависимости изучены достаточно детально. Выяснено, что они очень различны, а иногда и противоположны для разных тектонических элементов земной коры, для разных районов. В некоторых случаях зависимость изменяется на обратную даже в одном и том же районе. Построение карт рельефа и глубин до подкорового слоя на основании зависимости $H_M = f(\Delta g)$ в лучшем случае дает приближенную общую картину распределения мощности коры. Гораздо большую пользу анализ этих зависимостей может принести для исследования соотношения и взаимодействия между корой и мантией.

Другой распространенный способ изучения глубинной структуры коры гравиметрическим методом — расчет глубин по аномалиям силы тяжести; иногда он сочетается со способом корреляционных зависимостей. По аномалиям выполняют массовые расчеты глубины до кровли или подошвы масс, обусловивших эти аномалии, статистически обрабатывают результаты расчетов и по максимумам на вариационных кривых выявляют число возможных глубинных границ в районе исследований. Относя каждую группу данных к определенной поверхности, рисуют ее рельеф в изолиниях [Андреев А. П. и др., 1964 г.; Ващилов Ю. А., 1970 г.]. Способ этот представляется более перспективным для построений по верхней части коры. Существенным его недостатком является то, что часть тела, с которой связана локальная аномалия, принимают за само тело, что не всегда верно. Иногда при статистической обработке расчетов к какому-либо слою или телу относят не единичные результаты, лежащие в линии и поверхности, якобы ограничивающие тело, а целое их облако (рис. 23); границами тела считаются контуры такого облака [Каратаев Г. И., 1960 г.].

В каком бы варианте ни использовались гравиметрические данные, наблюдаемое поле всегда предварительно подвергается разложению на поля разных порядков. При этом полагают, что разделением поля на составляющие решается задача вычленения аномалий, отвечающих различным геологическим объектам.

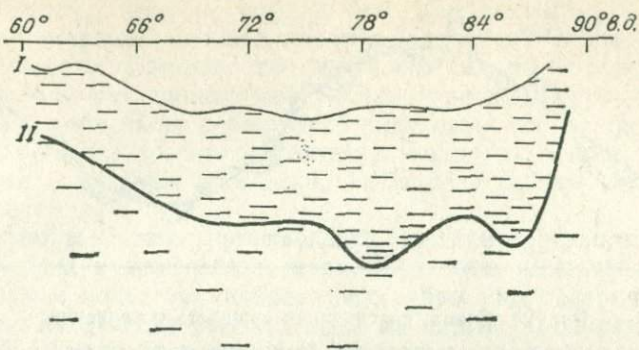


Рис. 23. Распределение в разрезе земной коры верхних кромок возмущающих масс (Западно-Сибирская низменность, 64° с. ш.) [Каратаев Г. И., 1960 г.]

Поверхности фундамента: I — доюрского, II — допалеозойского (докембрийского).

В действительности это две совершенно разные задачи, что станет ясно из дальнейшего изложения. Вопросы разложения аномального поля детально рассматриваются и математически обосновываются в курсах гравиметрии. Ввиду исключительной их важности для суждения о достоверности и точности глубинных построений по гравитационным аномалиям, отметим кратко сущность наиболее употребительных способов разложения аномального поля на его составляющие.

Эти способы могут быть разделены на пять групп: 1) осреднение; 2) пересчет на разные высотные уровни относительно поверхности наблюдения (аналитическое продолжение аномалий); 3) вычисление высших производных; 4) корреляционное разделение геофизических аномалий; 5) геологическое редуцирование [Мионов В. С., 1972 г.]. Последние два способа относятся к категории геолого-геофизических методов. Все способы применяются как в профильном, так и в площадном вариантах.

Осреднение. Способы осреднения, облекают ли их в сложную математическую форму или находят среднюю линию на глаз, имеют одну и ту же сущность — выявление некоторого среднего уровня поля путем исключения его локальных вариаций с таким расчетом, чтобы удельный вес отброшенных аномалий разного знака (по отношению к этому уровню) был бы одинаковым, т. е. чтобы площади или «объемы» этих локальных аномалий были равны по одну и по другую сторону от осредняющей линии или поверхности (рис. 24). Осреднение может быть выполнено различными путями. Простейший, наиболее гибкий и часто наиболее действенный, — графическое осреднение по профилям; при этом никаких жестких осредняющих параметров не принимается. Субъективность в выполнении операции компенсируется тем, что исключается появление ложных аномалий и искажение тех аномалий, которые при жестких осредняющих параметрах в случае сложного поля неизбежно претерпевают деформации.

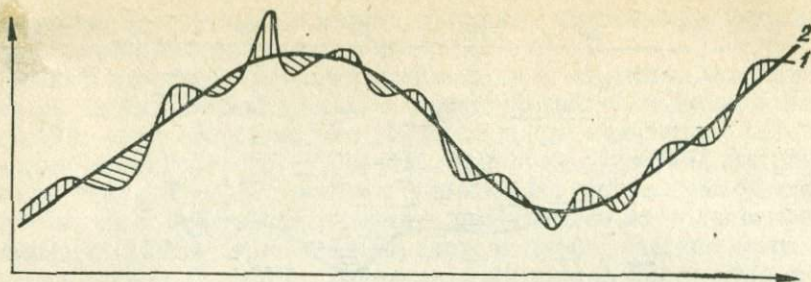


Рис. 24. Схема, поясняющая сущность осреднения.

Кривая: 1 — наблюдаемая, 2 — полученная осреднением.

Широко применяют также осредняющие палетки, с помощью которых по определенной системе вычисляют средние значения поля. В большинстве случаев палетки бывают круговыми или квадратными, иногда прямоугольными или эллиптическими. Радиус осреднения находят путем подбора. Принимают такой радиус, при увеличении которого средние значения в данной точке уже почти не изменяются. Достоинством палеточных способов является их простота, недостатком — невозможность подобрать такой радиус осреднения, который был бы оптимальным для всех аномалий (это не достигается даже для аномалий одного порядка). В ряде аномалий остается значительная доля региональной составляющей поля, на месте других возникают ложные аномалии, не связанные ни с какими реальными объектами.

Пересчет на разные высотные уровни. Способы аналитического продолжения потенциальных полей основываются на уменьшении напряженности поля по мере удаления от его источника, т. е. на затухании аномалий. Поле какого-либо тела, пересчитанное на высоту H , таково, каким оно было бы, если бы наблюдения велись на земной поверхности, а тело переместилось бы глубже на расстояние H . При региональных исследованиях проводится пересчет аномалий на уровни выше земной поверхности, т. е. в верхнее полупространство; при этом используются как аналитические, так и палеточные способы. Высоту задают такую, чтобы выделить аномалии, представляющие интерес для решения поставленной задачи. Обычно выбирают ряд высот, чтобы в одних случаях освободиться от действия локальных неоднородностей близ земной поверхности, а других — от эффекта рельефа поверхности базальтового слоя и т. д. Высоту пересчета часто задают близкой к глубине залегания поверхности, аномальный эффект от которой пытаются выделить.

Многие исследователи теоретически и практически показали, что по своим результатам расчеты пространственного распределения аномалий для верхнего полупространства близки к осреднению. Эти способы дают почти одинаковые результаты, если радиус осреднения относится к высоте пересчета как 4:1. Пере-

счет на высоту, подобно осреднению, при заданных параметрах достаточно хорошо решает задачу разделения лишь некоторой части аномалий. Большинство же аномалий при этом деформируется либо из-за неполного затухания (при недостаточной высоте пересчета), либо из-за перекрытия различных составляющих (при излишне большой высоте пересчета); не исключено и получение фиктивных локальных аномалий, особенно в районе гравитационных ступеней.

Вычисление высших производных. Высшие производные весьма чувствительны к изменениям поля. При мелкомасштабных съемках и низком качестве материалов ошибки определения силы тяжести или неточности рисовки поля на картах проявляются в виде аномалий. Поэтому пересчет в высшие производные целесообразно применять для анализа только крупномасштабных и высококачественных материалов (главным образом в поисковой и разведочной геофизике).

Почти все исследователи считают, что для выделения региональной составляющей лучше подходят осреднение и пересчет на высоту, для выявления локальных аномалий — вычисление высших производных и расчет распределения поля ниже поверхности наблюдений. И. Г. Клушин указывает, что осреднение применимо для съемок любого масштаба, пересчет на верхний уровень требует материалов с детальностью не меньше 1:1 000 000 (лучше 1:200 000 и крупнее), вычисление второй производной потенциала — 1:50 000 и крупнее. Ряд геофизиков считают, что все методы по своей основе являются осреднением и результаты их почти тождественны, поэтому лучше пользоваться простейшими и наименее трудоемкими.

Разложение потенциальных полей является по существу фильтрацией аномалий с определенными характеристиками. Задача разделения аномального поля на его составляющие рассматривается как выделение полезного сигнала и подавление сигналов-помех. Для ее оптимального решения и выбора способа трансформации могут быть привлечены методы частотной фильтрации, а также приемы теории вероятностей и математической статистики. Интересующую составляющую аномального поля находят как некоторую случайную функцию, обладающую оптимальными статистическими характеристиками (математическим ожиданием, дисперсией) и характеризующуюся достаточно хорошей автокорреляцией.

Корреляционный способ разделения аномалий. Корреляционный способ (или способ линейного прогнозирования) направлен на выделение составляющих, каждая из которых соответствует определенной геологической границе или геологическому телу [27]. Суть одной из модификаций способа, предложенной М. С. Ждановым и В. И. Шрайбманом, заключается в следующем: для некоторого эталонного пространства (профиля, площади) выявляют статистические корреляционные связи поля (Δg или ΔT) с геологическими или геолого-геофизическими пара-

метрами и распространяют найденные зависимости на прогнозную (изучаемую) территорию. При этом предполагается, что характер зависимостей между аномальными полями и глубинным геологическим строением на эталонном и прогнозном пространствах одинаков, что особенности геологического строения на эталонном пространстве надежно установлены геологическими исследованиями, бурением, сейсмическими или иными геофизическими методами.

Практически работа выполняется следующим образом. Осреднением или иным путем выделяют составляющие поля нескольких порядков и для каждой из них находят уравнение регрессии, характеризующее связь гравитационных или магнитных аномалий с глубиной залегания границы, определенной по геологическим или другим геофизическим данным. Вычисляют коэффициент корреляции и выбирают ту составляющую, для которой этот коэффициент имеет наибольшее значение, а среднее квадратическое отклонение и доверительный интервал при этом наименьшие. Если коэффициент корреляции возрастает, но одновременно увеличивается и стандартное отклонение, то решение не считается оптимальным. Метод может использоваться в вариантах как парной корреляции, когда исследуют связь только двух величин, например аномалий силы тяжести и глубины залегания кровли базальтового слоя, так и многомерной, при которой находят зависимость нескольких параметров одновременно, например гравитационных и магнитных аномалий, глубины залегания внутрикоровой границы (по данным бурения) и высоты земного рельефа. Сходство многомерной корреляции с парной свидетельствует о том, что в избранном комплексе параметров есть и бесполезные для решения задачи.

Корреляционный способ разделения геофизических аномальных полей дает достоверные и точные результаты, если эталонное и прогнозное пространства достаточно близки по своему строению и если зависимость между используемыми параметрами линейная.

В общем гравиметрический метод, обладая рядом возможностей в изучении глубинной структуры земной коры, не может дать однозначных решений. Главной причиной этого является невозможность однозначного разделения наблюдаемого поля на составляющие, отвечающие различным геологическим телам.

Магниторазведочный метод

Магнитная съемка позволяет выявить распределение на глубине магнитных масс и получить представление о степени намагниченности этих тел, глубине залегания некоторых их элементов, иногда о форме тел. Но остается неясным, какое отношение к глубинной структуре коры и мантии имеют границы магнитных тел, насколько правомерно некоторые классы аномалий отнесены к глубинам в десятки километров, в какой мере допущения, при-

нятые при количественных расчетах и не учитывающие влияние вектора остаточного намагничивания, соответствуют реальности.

Возможности магниторазведки при изучении консолидированной земной коры можно показать на следующих примерах. Расчеты по аномалиям ΔT в ряде районов Восточной Сибири позволили на глубинах 12—17 км построить границу, которая может быть отнесена к поверхности базальтового слоя. По вычисленным глубинам нижних и верхних кромок магнитных тел в восточной части Алтае-Саянской области выполнены глубинные построения вплоть до предполагаемой кровли базальтового слоя [44]. В основных чертах они были подтверждены геолого-геофизическими комплексными исследованиями. Таким образом, по крайней мере в районах древней складчатости и преимущественно додевонского магматизма, представляется возможным использовать аэромагнитные данные для построения глубинных границ в верхней части земной коры.

В то же время аналогичные расчеты для юго-востока Центрального Казахстана завершились построением сравнительно неглубоко залегающей границы, которая не совпадает ни с сейсмическими границами, ни с поверхностями, полученными геолого-геофизическим методом. Она располагается внутри гранитного слоя, который здесь судя по геологическому строению сложен почти исключительно гранитами. Очевидно, эта граница разделяет магнитные и немагнитные разности одних и тех же пород, отмечая некоторый фронт (магматический или метаморфический), ниже которого образование и существование магнитных пород было невозможным.

Л. В. Булина [1970 г.] показала, что глубины нижних кромок магнитных масс проявляют зависимость от тектонической зональности. Ею же установлена закономерная периодичность образования магнитных и слабомагнитных комплексов горных пород. В. Э. Волк [1974 г.] обосновал возможность расчленения земной коры на основе магнитных данных.

Очень слабо разработаны способы разделения магнитного аномального поля на его составляющие. Один из путей заключается в осреднении поля или пересчете его в верхнее полупространство. Однако при сложном поле это технически трудно выполнимо и физически не обосновано. Другой способ — определение составляющих низкого порядка по магнитным минимумам — основывается на том, что при равномерном намагничении и нормальном положении вектора намагниченности все аномалии должны быть положительными. При выделении регионального магнитного поля этим способом отсекаются части аномалий, явно обусловленные местными особенностями намагничивания. Применяется также последовательное исключение аномалий, начиная с высшего порядка. Для такого рода способов существуют альбомы палеток, аналитические формулы; те и другие имеют свои недостатки, но все же позволяют во многих случаях решать задачу удовлетворительно.

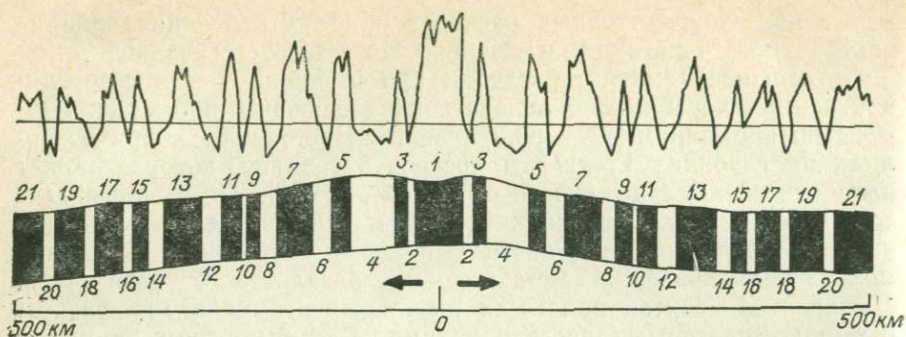


Рис. 25. Магнитный профиль и разрез литосферы вкрест простирания срединного океанического хребта с позиций гипотезы раздвижения океанического дна (схема).

Древность блоков повышается в порядке их нумерации.

Для целей глубинной геологии по магнитным данным вычисляют интенсивность намагничения, глубину кровли или подошвы магнитных масс, определяют форму тел и даже рассчитывают температуру на границе Мохо. На достоверности магниторазведочных данных отрицательно сказываются следующие факторы: почти всегда при интерпретации предполагают равномерное намагничение, соответствие ориентировки вектора намагниченности современному полю, элементарно простые формы магнитных объектов; кроме того, не учитывают магнитные свойства породы в районе конкретной аномалии и т. д. Приближение к реальным условиям сделает магнитные методы более сильной составной частью комплекса глубинных геолого-геофизических исследований.

Результаты изучения магнитного поля Земли давно уже привлекаются к обоснованию гипотез о перемещениях блоков литосферы либо относительно друг друга, либо относительно более глубоких геосфер. Данные магнитных съемок явились главной опорой гипотезы раздвижения дна океанов и тектоники плит. Суть гипотезы состоит в том, что либо мантийный материал, либо его базальтовые дифференциаты, поднимаясь к поверхности литосферы в осевых частях срединных океанических хребтов, раздвигают океанические плиты литосферы и наращивают их. Процесс раздвижения периодически повторяется. Каждый раз более древние блоки литосферы удаляются друг от друга и симметрично располагаются относительно вновь образовавшейся полосы. Таким образом, земная кора дна океана представляется состоящей из узких протяженных полос разного возраста, симметричных относительно оси океанического хребта: чем дальше от оси, тем древнее породы (рис. 25).

Разновозрастность полос коры отражается в изменении как направления, так и знака намагниченности слагающих их пород, что предопределяет закономерный характер магнитных аномалий. Базисом гипотезы послужили данные мелкомасштабных магнитных съемок, полосовидная картина аномалий, расчеты векторов

остаточного намагничения. Корреляция магнитных аномалий — дело очень трудное; в зависимости от детальности материалов корреляцию можно провести по-разному. При морских съемках трудности возрастают, так как их детальность очень низкая, а интенсивность аномалий обычно невелика (200—300 нТл). Нарушения строгой линейности аномалий даже на мелкомасштабных картах наблюдаются довольно часто. Если отбросить предположение о сдвигах, то магнитное поле океанов в существенной степени теряет свою линейность и тем более строгую закономерность в этой линейности.

По приводимым в опубликованных работах графикам [Хейрцлер Дж. и др., 1974 г.; Pitman III W. C., Heirtzler J. R., 1966 г.] нередко можно видеть весьма существенные натяжки в корреляции аномалий на соседних профилях; часто критерием является последовательность аномалий на профиле, а не их морфологические и количественные характеристики. Иногда по одному и тому же району разными геофизиками указываются оси аномалий, резко различающиеся по своей ориентировке. Еще большие сомнения вызывает параллелизация «симметричных» аномальных полос, которым затем приписывается одинаковый возраст. О векторах остаточного намагничения судят на основании расчетов, базирующихся на разных предположениях. Определений вектора остаточного намагничения по ориентированным образцам пород (из третьего океанического слоя) пока нет. В общем исходные данные гипотезы раздвигания океанического дна оказываются далеко не бесспорными.

Использование качественных особенностей гравитационного и магнитного полей

Возможности геофизических методов в решении геологических задач резко возрастают, когда кроме количественных расчетов используют качественные характеристики поля, такие как частота смены знака аномалий, дифференцированность аномалий, их амплитуда, ориентировка и т. д. Это позволяет разделить территорию на зоны, характеризующиеся определенными признаками аномалий, т. е. выполнить геофизическое районирование. Впервые в нашей стране геофизическое районирование было использовано А. Д. Архангельским, В. В. Федынским и А. А. Михайловым.

В качестве признаков для районирования аномальных полей могут быть приняты: 1) средний уровень аномального поля и его знак, т. е. интенсивность и знак региональных аномалий, отвечающих наиболее крупным геологическим телам разной глубинности; 2) дифференцированность поля (степень его изрезанности) в плане, определяемая по частоте смены знака аномалий и по площади локальных аномалий; этот параметр характеризует частоту смены пород в геологическом теле или степень его неоднородности; 3) амплитуда локальных аномалий, зависящая от раз-

личия горных пород по физическим свойствам и от размеров тел; 4) вид аномальных кривых, определяемый характером залегания геологического тела или его фаціальными изменениями; 5) форма аномалий в плане, соответствующая форме геологических тел в горизонтальных срезях; 6) ориентировка аномалий, отражающая простираие геологических тел; 7) распределение аномалий по площади (чередование аномалий разного знака или изолированное расположение локальных аномалий на фоне спокойного регионального поля), что соответствует характеру распределения геологических тел.

Таким образом, выявляется по меньшей мере семь признаков. Какие из них главные, а какие второстепенные, зависит от природы аномального поля, масштаба геофизических карт, тех задач, которые поставлены перед исследованием. Например, при анализе аномалий силы тяжести в качестве главного признака наиболее часто используют интенсивность и знак аномалий. Районирование магнитного поля проводится обязательно с учетом его дифференцированности. Но в любом случае только одного признака бывает недостаточно, чтобы извлечь из геофизических материалов полную информацию. Необходимо использовать комплекс признаков, соподчиненность между которыми может быть разной в разных районах. При этом по одному-двум признакам намечают наиболее крупные районы (аномальные зоны). На более мелкие участки их разделяют по другим признакам и т. д. Аномальные зоны положительного знака или с относительно повышенными значениями Δg , ΔT , Z_a часто называют максимумами, а аномальные зоны отрицательного знака или с относительно пониженными значениями — минимумами. Резкому одностороннему понижению (повышению) аномального поля Δg присвоен термин гравитационная ступень.

Описание аномалий невозможно вести без хотя бы сравнительной количественной характеристики. При этом возникает необходимость отметить либо отклонение аномального значения от нормального поля региона — интенсивность аномалии, либо значение аномалии относительно поля прилежащих участков — амплитуду аномалии. Интенсивность аномалий характеризует региональные особенности поля, амплитуда — локальные.

Районирование аномальных геофизических полей получило широкое развитие в связи с использованием геофизических данных для тектонического районирования. Геофизическая зональность отражает не только тектоническую зональность приповерхностных частей коры, но и глубинное строение. Работа по районированию геофизических полей представляется очень важной в комплексе глубинных исследований. В настоящее время имеются схемы районирования магнитного и гравитационного аномальных полей для многих регионов СССР. Нередко такие схемы трансформируются непосредственно в тектонические. Примерами могут служить схема тектоники фундамента Русской платформы [87], карта тектоники Сибири и Дальнего Востока [Фотиади Э. Э. и др.,

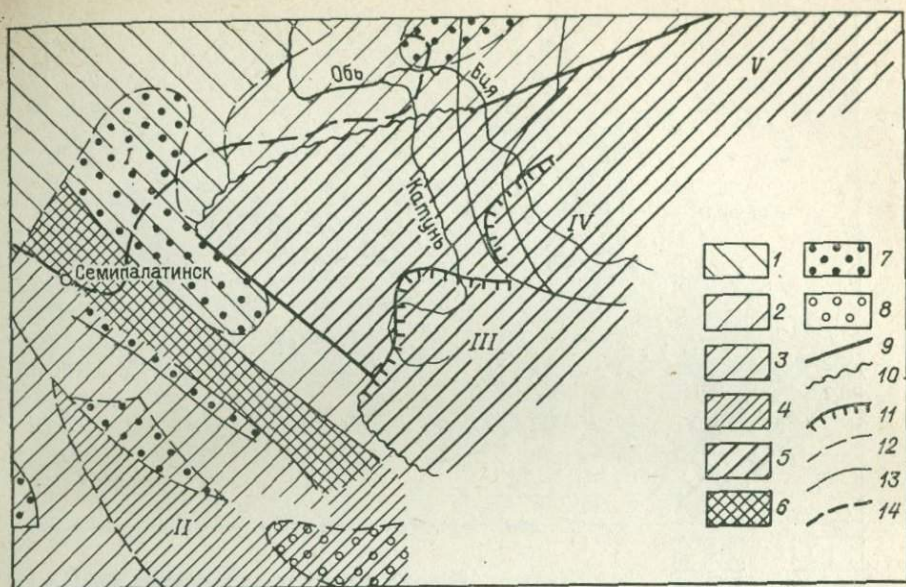


Рис. 26. Схема районирования аномального гравитационного поля западной части Алтае-Саянской области [31].

1 — пониженное положительное поле; отрицательное поле разной интенсивности: 2 — малой, 3 — средней, 4 — значительной, 5 — высокой; 6 — крупные гравитационные ступени; локальные аномалии: 7 — положительные, 8 — отрицательные; 9 — зоны повышенных градиентов; контуры минимумов: 10 — крупных, 11 — локальных; 12 — контуры гравитационных зон; 13 — границы тектонических зон (при полном совпадении их с контурами гравитационных зон на схему не наносятся); 14 — границы мезо-кайнозойского платформенного чехла.
 I — Рубцовский максимум; минимумы: II — Жарминско-Тарбагатайский, III — Белухинский, IV — Чулышманский, V — Западно-Саянский.

1965 г.]. Представление о содержании схем геофизического районирования дают рис. 26 и 27.

Соотношение гравитационных зон с тектоническими и разных элементов поля друг с другом отражает влияние на гравитационное поле факторов разной глубинности. Это особенно сказывается в горных районах, где глубинная составляющая от новейшей структуры накладывается на составляющие от более высоких горизонтов земной коры, строение которых определяется геосинклинальными структурами докембрийского и палеозойского возраста. Магнитные зоны резко различаются по очертаниям и площади; их распределение отражает в какой-то мере особенности тектонической структуры. Поведение магнитных полей разной интенсивности коррелируется с особенностями глубинного строения. Так, понижение магнитного поля в общем соответствует более глубокому положению кровли базальтового слоя. В некоторых чертах схемы районирования магнитного и гравитационного полей бывают сходны.

Все более широкое развитие получают методы геофизического районирования с применением математического аппарата. Для

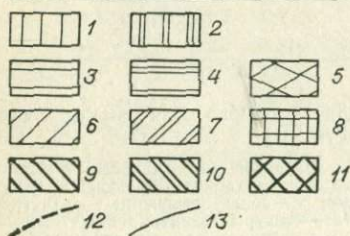
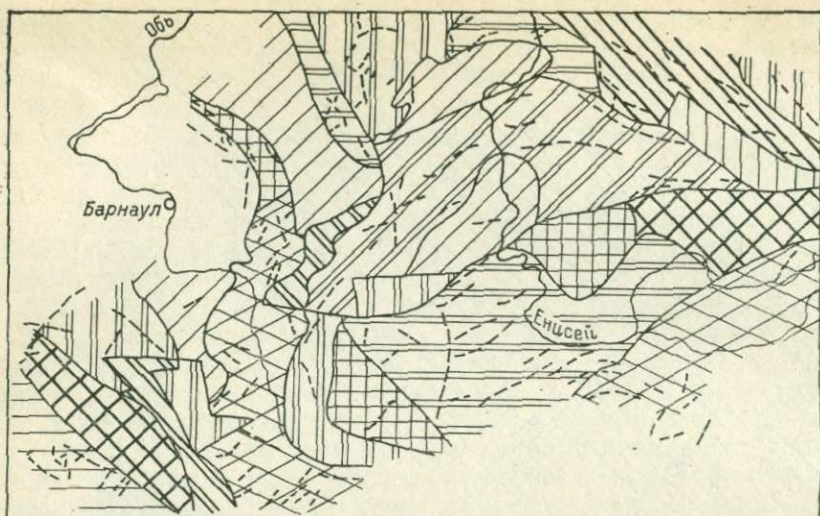


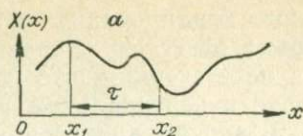
Рис. 27. Схема районирования аномального магнитного поля Алтае-Саянской области [44].

Зоны региональных магнитных аномалий: 1, 2 — отрицательных, 3, 4, 5 — близких к нулю, 6—8 — низких положительных, 9—11 — высоких положительных; поле: 1, 3, 6, 9 — спокойное, 2, 4, 7, 10 — слабо дифференцированное, 5, 8, 11 — сильно дифференцированное; 12 — оси магнитных аномалий; 13 — границы зон.

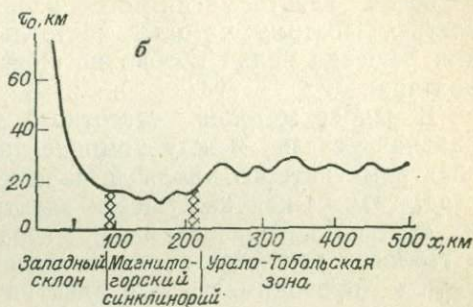
районирования аномальных геофизических полей привлекаются методы математической статистики, анализ периодограмм, автокорреляционный анализ и т. д. Примером использования автокорреляционного анализа для выявления зональности аномального гравитационного поля может служить работа Н. Г. Берлянд [1971 г.]. Районировать поле — это значит выделить участки, в пределах которых оно стационарно. Критерием стационарности является неизменность корреляционной функции; при переходе из одной зоны в другую корреляционная функция изменяется. Наиболее отчетливо изменения статистических свойств поля отражают радиус нулевой корреляции τ_0 и радиус автокорреляции $\tau_{0,3}$, при котором коэффициент корреляции равен 0,3; принимают, что при таком коэффициенте корреляция практически отсутствует. Рассчитывают корреляционную функцию при разных значениях радиуса корреляции до достижения коэффициента корреляции, равного нулю или 0,3. Резкое изменение радиуса корреляции τ означает переход из одной аномальной зоны в другую (рис. 28).

Иной вариант районирования предлагают Г. М. Валяшко, Ю. Я. Ващилов, Н. С. Серебrenникова и А. Ш. Файтельсон [1972 г.]. Они принимают аномалиеобразующие тела за глыбы прямоугольного сечения и рассчитывают по аномалиям глубину

рис. 28. К определению автокорреляционной функции (а) и обобщенный график этой функции по профилю через Южный Урал (б) [Миронов В. С., 1972 г.; Берлянд Н. Г., 1971 г.].



залегания их верхних и нижних кромок. Гистограммы найденных значений получаются разными для разных зон. Существуют и другие варианты районирования аномального поля с помощью математических методов.



Электроразведочные методы

При глубинных исследованиях земной коры электроразведочные методы используются для определения мощности четвертичных или иных неметаморфизованных толщ, для установления глубины до подошвы платформенных стратифицированных комплексов, для выявления зон пониженного сопротивления в земной коре и мантии. При изучении малых глубин применяют практически все электроразведочные методы постоянного и переменного тока. Для исследования больших глубин используют преимущественно зондирования в разных вариантах: вертикальное электрическое ВЭЗ, дипольное ДЭЗ, теллурических токов ТТ, методами становления электрического (ЗСЭ) и магнитного (ЗСМ) полей. Широкое распространение получили модификации электромагнитного зондирования на основе электрического и магнитного полей, возникающих вследствие вариаций магнитного поля Земли во времени: магнитотеллурическое (МТЗ) и магнитовариационное (МВЗ) зондирования. Магнитные вариации используются либо с учетом, либо без учета их природы. В последние годы предпочтение отдается магнитовариационным зондированиям на основе вариаций, природа которых достоверно известна: это солнечно-суточные вариации S_q и вариации магнитных бурь D_{sr} . Зондирования по магнитным вариациям известной природы теоретически более перспективны и могут дать более высокую точность определения параметров коры и мантии. Для получения средних значений некоторых параметров, например электропроводности ядра или отдельных слоев мантии, используется метод геомагнитной индукции, но он годится лишь при допущении горизонтальной однородности слоев [10].

Гораздо большие возможности открывает применение частотных зондирований в вариантах магнитотеллурического или магни-

товариационного зондирования либо профилирования. Их результаты могут быть отнесены к сравнительно небольшим площадям («точкам») и пересечениям, что позволяет определять неоднородности не только в вертикальном разрезе, но и в горизонтальном направлении. Широкий диапазон частоты вариаций обеспечивает изучение электромагнитного разреза Земли с разной детальностью. Поэтому методы частотных зондирований применяются для решения задач глобального, регионального и локального характера.

В основе методов частотного зондирования лежит функциональная связь между компонентами естественного переменного электромагнитного поля и параметрами геоэлектрического разреза, такими как кажущееся электрическое сопротивление слоев, их мощность, горизонтальная неоднородность и т. п. Поскольку в геологии решается обратная задача, то обычно требуется определить проводимость или электрическое сопротивление ρ_k электропроводящих слоев: $\rho_k = 2TZ_n^2$, где T — период вариаций; Z_n — импеданс n -слойного разреза, зависящий от сопротивления слоя, его мощности, от удельного сопротивления подстилающей толщи неограниченной мощности. При наблюдении на поверхности среды импеданс равен отношению амплитуд вариаций ортогональных составляющих: электрической E_{xy} и магнитной H_{xy} , т. е. $Z_n = \pm E_{xy}/H_{xy}$.

При МТЗ кривая описывается уравнением $\rho_k = 0,2T(E_{xy}/H_{yx})^2$. На результаты сильно влияют сферичность Земли, форма, глубина залегания, электрическая анизотропия горизонтальных неоднородностей земной коры и мантии, а также структура измеряемого электромагнитного поля. Действие перечисленных факторов проявляется слабее, если брать отношение вертикальной и горизонтальной составляющих только магнитного поля. В этом случае при определенном периоде вариаций T сопротивление $\rho_{kT} = (2/T)[y(H_z/H_y)]^2$, а метод носит название магнитовариационного зондирования. Обычно используются вариации с периодами 10^5 — 10^7 с, т. е. 1—100 суток, а при «мелких» зондированиях 0,03—100 с. В методе МВЗ трудно определить y — расстояние от источника поля [10]. Поэтому высокой точности и однозначности результата достигнуть этим методом (как и МТЗ) нельзя. Существуют неясности и в интерпретации кривых МВЗ. Принимается, что восходящая ветвь кривой (рис. 29) характеризует проводимость, а асимптота к нисходящей ветви — глубину проводящего слоя. Однако, как указывает И. И. Рокитянский [60], это не очевидно; для удовлетворительной интерпретации надо принять какие-то параметры, например глубину залегания проводящего слоя, постоянными.

Методы МТЗ нашли широкое применение при изучении верхних 5—12 км земной коры в очень сложных для исследования другими методами районах Восточной Сибири (Тунгусская синеклиза, Хатанга). Для многих регионов мира методом МТЗ определены глубины до зон повышенной проводимости в коре и ман-

Рис. 29. Кривые глубинного зондирования МВЗ [60].

I — Занзибар; II — Борок, Московская синеклиза; III — Соломатово, Зауралье; IV — Арти, Предуралье; V — Плещицы, Белорусская антеклиза.

1 — кривые МВЗ; 2 — данные глобальных континентальных МВЗ; 3 — область, в пределах которой с вероятностью не менее 0,8 находится истинная глобальная континентальная кривая ρ_{KT} .

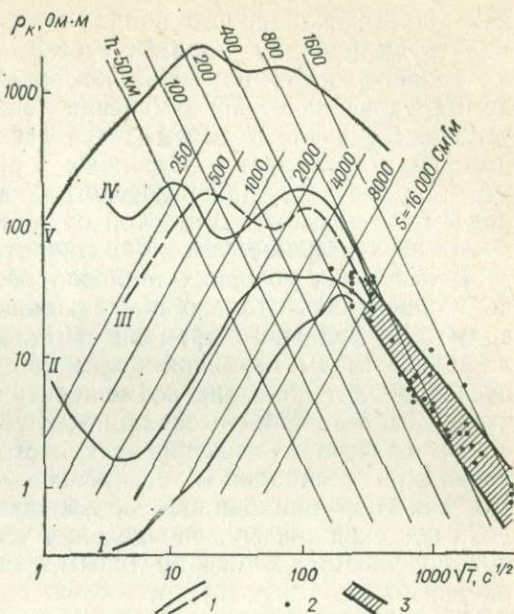
тии, они изменяются от десятков километров до 150—200 и даже до 300—380 км. Эти глубины оказались разными для разных тектонических областей. Точность результатов глубинных электромагнитных зондирований пока остается низкой, и принимать их следует как ориентировочные.

Разрабатываются также и варианты глубинного вертикального электрического зондирования с использованием искусственных источников электрического тока.

Геотермические методы

Главной задачей геотермии является получение сведений о распределении земного тепла в земной коре и мантии. Геотермические исследования дают сведения о геотермическом градиенте, тепловом потоке и тепловом режиме в различных районах земного шара. Для определения плотности теплового потока q необходимо знать изменение температуры на некотором интервале глубин (температурный градиент G) и теплопроводность λ горных пород в этом интервале: $q = G/\lambda$.

Тепловое поле Земли определяется очень многими факторами, такими как глобальные источники тепла, их мощность и глубина расположения, локальные источники тепла в верхней части земной коры, теплопроводность горных пород, структура земной коры, характер земной поверхности, конвективные факторы переноса тепла (подземные воды, вулканические извержения) и пр. Сложные сочетания перечисленных факторов обуславливают отклонения реального теплового поля от некоторого идеального, которое наблюдалось бы, если бы Земля была однородной и имела правильную геометрическую форму, если бы некоторый единый источник тепла располагался на одинаковом расстоянии от земной поверхности в любой ее точке. Эти отклонения и регистрируются



как аномалии теплового поля Земли. Выявить аномалии и установить их причину — задача геотермических исследований.

Тепловой поток изучается как на суше, так и на море. Как это ни парадоксально, но измерение теплового потока в подводных условиях оказалось делом более легким, чем в условиях наземных: вода изолирует от сезонных и суточных изменений температуры; кроме того, ниже морского дна, по-видимому, отсутствуют подземные водотоки. Тепловой поток на дне океанов в настоящее время изучен лучше, чем на континентах.

В наземных условиях тепловой поток представляется возможным определять только в скважинах (глубже зоны конвекции воды). До недавнего времени считалось, что для этого пригодны лишь скважины глубиной более 800 м. Однако исследованиями последних лет показана возможность использовать для геотермических исследований и скважины глубиной от 200 м. Это существенно облегчает изучение теплового потока, так как можно проводить специальное неглубокое бурение в любом районе. До сих пор приходилось пользоваться лишь глубокими разведочными скважинами, определения теплового потока оказывались приуроченными к ограниченному, часто геологически сходным районам.

Циркуляция вод играет существенную роль в теплопереносе, но влияние на тепловой поток движения подземных вод изучено недостаточно. Трудно учесть, как сказывается на изменении эндогенного теплового потока то тепло, которое возникает при окислении в земной коре органических соединений, при теплхимических реакциях, непрерывно протекающих на самых разных уровнях земной коры и сопровождающихся в одних случаях тепловыделением (например, серпентинизация), в других — поглощением тепла (образование пироксенов, амфиболов и др.). В районах рудных сульфидных месторождений тепловыделение при окислительных процессах, по-видимому, может быть выше земного теплового потока. Поэтому к определениям плотности теплового потока в районах рудных месторождений следует относиться с особой осторожностью.

В геотермии существует очень много нерешенных проблем и, пожалуй, важнейшими из них являются проблемы геологического порядка. Решить их только путем построения идеальных геометрических и математических моделей вряд ли возможно. Ответ надо искать на базе тщательных и весьма трудоемких геологических исследований.

Заканчивая обзор геофизических методов глубинных исследований, отметим, что эти методы, являясь по существу единственным способом познания глубинной структуры земных недр, в силу своих объективных особенностей не могут дать однозначных решений в условиях реальной геологической обстановки. Поэтому предлагаются всякого рода комплексные способы с зависимым положением одного метода по отношению к другому. Однако такой подход не решает проблему окончательно, не гарантирует

однозначность решения; иногда он даже тормозит выяснение истинных возможностей каждого из методов. Не случайно поэтому для решения особо важных практических задач геофизические методы используются в сочетании с геологическими данными и со сведениями о физических свойствах горных пород.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Недостатки методики геологической интерпретации геофизических аномалий пытаются преодолевать совершенствованием математического аппарата и приемов расчетов или построением такой системы интерпретации, в которую органически входили бы имеющиеся геологические и петрофизические данные об аномалиеобразующих телах. Нельзя не отметить, что на первом пути достигнуты немалые успехи в решении частных вопросов. Однако важнейшие принципиальные задачи (разделение аномальных полей, однозначность расчетов по единичным аномалиям и др.) этим путем не решены, да, видимо, и не могут быть решены. Второй путь представляется здесь более плодотворным. На этом пути и родились приемы, которые мы называем геолого-геофизическими методами в отличие от просто геофизических, для которых характерно решение абстрактных задач с последующим сопоставлением результата и геологической обстановки.

Геолого-геофизический метод обязательно является комплексным. Он включает обычно грави-, магнито-, сейсмо-, электроразведку, петрофизические и геологические наблюдения. К сожалению, сейсмические методы часто выпадают из этого комплекса по причине их дороговизны и сложности организации. При интерпретации из данных каждого геофизического метода берут лишь наиболее надежные сведения о какой-либо особенности земной коры или те результаты, которые не могут быть получены другими методами. Интерпретацию ведут начиная от известного, т. е. зафиксированного геологическими методами, последовательно переходя ко все менее известному и предполагаемому. При этом по аномалиям прослеживают геологические тела от их выходов на земную поверхность вглубь. Основой интерпретации геофизических материалов, по крайней мере для верхней части земной коры, являются геологические данные и сведения о физических свойствах горных пород.

Геолого-геофизический метод глубинных исследований несколько различается для разных геологических условий. Первой и наиболее простой является его модификация, разработанная при нефтепоисковых работах на территории Русской платформы (Урало-Эмбинский район) и обобщенная Э. Э. Фотиади [87 и др.]. Регион характеризуется сравнительно простой тектонической структурой и закономерным изменением слагающих его толщ в горизонтальном направлении. Даже редкая сеть глубоких скважин позволяет проводить уверенную интерполяцию. На основе материалов бурения построены карты равных плотностей как для

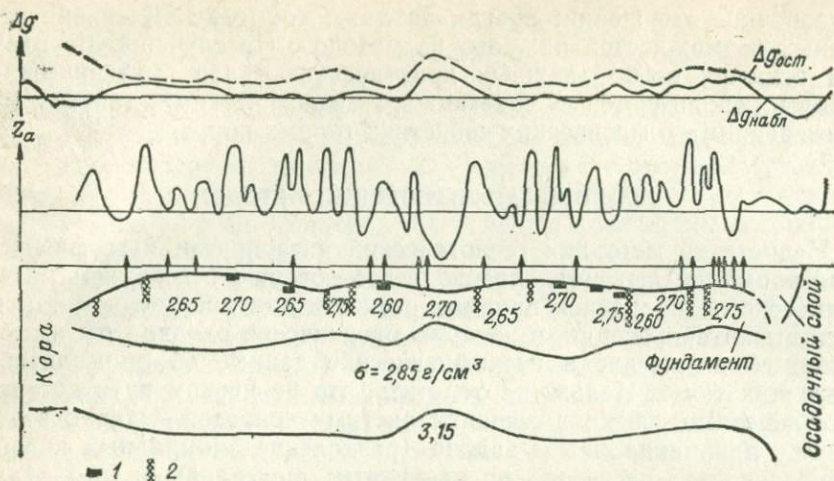


Рис. 30. Геолого-геофизический профиль [87].

Породы, выделенные по магнитным аномалиям: 1 — ультраосновные, 2 — основные.

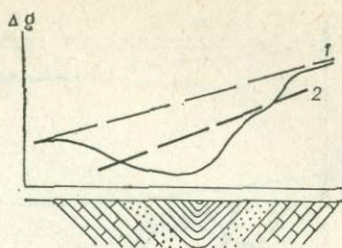
платформенного чехла в целом, так и для отдельных фациально-литологических комплексов. По результатам бурения, сейсмическим данным и расчетам глубин до магнитных тел построена карта рельефа фундамента. На базе карты изоплотностей осадочного покрова и карты рельефа фундамента вычислен гравитационный эффект платформенного чехла. Вычитанием этого эффекта из наблюдаемого поля получена гравиметрическая карта $\Delta g_{ост}$, которая отражает неоднородности фундамента, рельеф подошвы коры и неоднородности мантии. Разложение этого поля на соответствующие составляющие выполнено осреднением. Представление о методе в профильном варианте дает рис. 30.

Магнитные аномалии были использованы для расчета глубин до фундамента, а также для установления глубинных разломов и выяснения глыбовой структуры фундамента. Кроме того, соотношения магнитных аномалий с аномалиями силы тяжести оказались специфическими для определенных комплексов горных пород, что позволило выносить суждение о составе преобладающих пород на том или ином участке фундамента. Например, совпадение максимумов магнитного и гравитационного полей интерпретировалось как свидетельство наличия либо интрузий основного состава, либо гнейсов повышенной основности. Гравитационный минимум в сочетании с магнитным указывает либо на граниты, либо на породы метаморфические, близкие к гранитам по составу, либо на осадочные отложения впадин и т. д. В результате была дана достаточно обоснованная расшифровка геологической структуры кристаллического основания Русской плиты.

Геолого-геофизические работы подобного рода получили широкое развитие при изучении платформ. Так, аналогичные работы

Рис. 31. Пояснение к методу стратификации аномалий.

Региональный фон, проведенный по значениям Δg : 1 — над известняками, 2 — над песчаниками.



проведены в юго-восточной части Русской платформы — на Туранской плите. Они отличаются более высокой детальностью, полнотой комплекса геофизических методов и одновременностью их выполнения. Кроме традиционных методов (гравиметрия, магнитно и сейсморазведка) были использованы электрическое, электромагнитное и глубинное сейсмическое зондирования [Дубинский А. Я., Сытин Ю. И., 1968 г.]. Сходные работы выполнены на Западно-Сибирской плите, в южной части Сибирской платформы.

Для условий относительно простых складчатых структур типа краевых и межгорных прогибов В. С. Сурковым и В. И. Семеркиным [1960 г.] был предложен более схематичный вариант геолого-геофизического метода. В качестве основных они использовали гравиметрические, геологические и петрофизические данные, привлекая по возможности материалы бурения, сейсмических работ и магниторазведки. Для разложения аномального поля силы тяжести было принято, что в нормальном случае выходам одних и тех же толщ и их границам на земной поверхности должны соответствовать примерно одинаковые значения гравитационных аномалий. Если эти значения различаются, то это указывает на влияние региональной составляющей (региональный фон), обусловленной неоднородностями внутренней структуры коры (рис. 31). Исходя из таких положений, авторы по серии взаимосвязанных профилей выделяли региональный фон. Вычитая этот фон из наблюдаемого поля, они получали остаточные аномалии, которые, пользуясь тем же приемом, «стратифицировали», т. е. разделяли на части, соответствующие в какой-то мере определенным литолого-стратиграфическим комплексам. Региональное поле было расчленено по данным ГСЗ, путем формальных трансформаций или на основании расчетов глубин по аномалиям. Подобные приемы геолого-геофизических исследований эффективны лишь для небольших прогибов.

Несравненно труднее применять геофизические и геолого-геофизические методы в условиях сложно построенных складчатых областей. Вертикальные мощности стратифицированных комплексов здесь изменяются настолько часто и резко, что бурение скважин в количестве, необходимом для расчета гравитационного эффекта этих комплексов, практически невыполнимо; число пригодных для расчетов аномалий также слишком мало для решения подобной задачи. Особенно большие осложнения вносят интру-

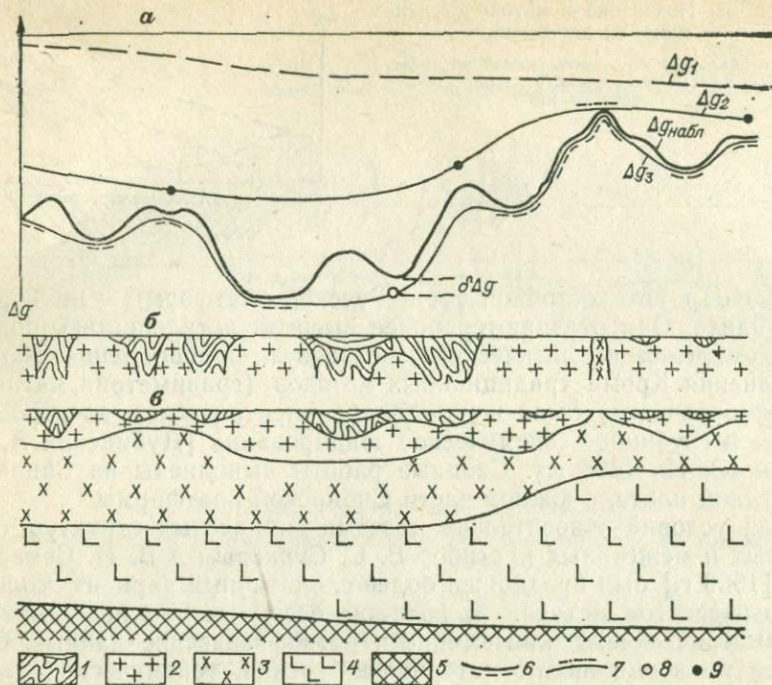


Рис. 32. Аномалии силы тяжести (а), геологический (б) и геолого-геофизический (в) разрезы.

Слои: 1 — вулканогенно-осадочный, 2 — гранитный, 3 — диоритовый (на рис. б: 1 — вулканогенно-осадочные толщи, 2 — граниты, 3 — породы среднего состава), 4 — базальтовый, 5 — подкорковый; участки кривой Δg , установленные по значениям поля: 6 — над гранитами, 7 — над диоритами; расчетные значения составляющих Δg : 8 — третьей, 9 — второй.

зии, вызывая резкие изменения вертикальной мощности интрузируемых толщ. В таких условиях применить классический вариант геологического редуцирования, использующий достаточно точные сведения о мощности, форме и плотности отдельных гравитационных масс, невозможно (за исключением отдельных случаев).

Выход был найден в принятии определенной геологической гипотезы, согласно которой широко развитые интрузии гранитов и реже диоритов и кварцевых диоритов являются выступами единого крупного массива (рис. 32). В юго-восточной части Центрального Казахстана это подтверждается развитием зон роговиков и существенным расширением большинства интрузивных тел на глубине (по гравиметрическим данным). Такое предположение облегчает задачу, так как при однородности гранитов наблюдаемые над ними аномалии, во-первых, можно считать за значения нормального поля для аномалий, обусловленных породами, залегающими над гранитами, во-вторых, их можно относить к подгранитным поверхностям или неоднородностям. Чтобы получить больше точек со значениями составляющей аномального поля,

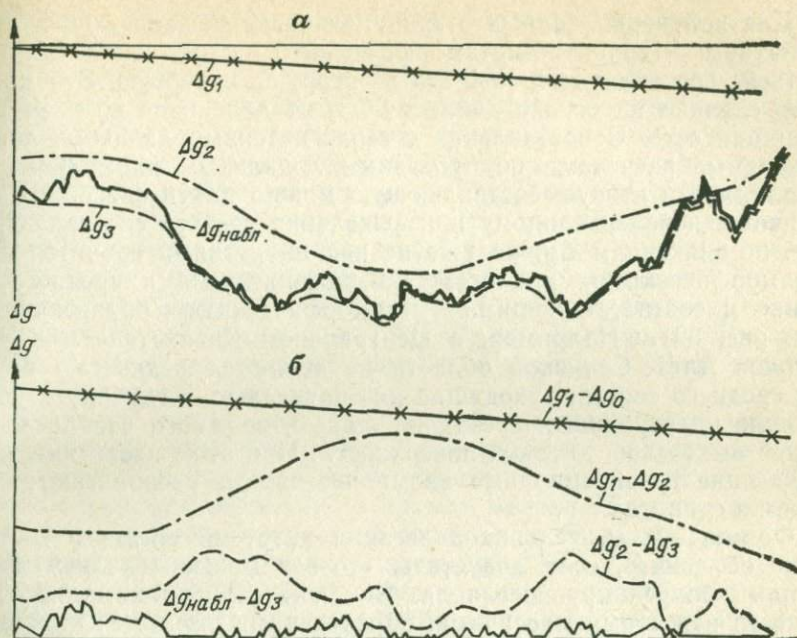


Рис. 33. Аномальное гравитационное поле, его составляющие (а) и компоненты (б).

отвечающей подгранитным массам, используют аномалии, обусловленные нескрытыми гранитными массивами. Их находят по таким признакам, как ороговикованные горные породы, секущее простираение по отношению к тектоническим структурам, совпадение отрицательной гравитационной и положительной магнитной аномалий и т. д. Чтобы получить значение искомой составляющей, в наблюдаемое над такими скрытыми массивами поле вносят поправку за глубину их залегания ($\delta \Delta g$). В большинстве районов эта составляющая является третьей.

Компонента поля, представляющая собой разность между наблюдаемой кривой и третьей составляющей (рис. 33), относится к надгранитным массам независимо от их возраста и плотности. Разделение этих масс на геологические комплексы проводится с помощью расчетов по аномалиям (выделенным осреднением или иным способом) либо геологическим редуцированием, когда геологические границы тех или иных комплексов пород можно считать надежными и использовать их для расчета гравитационного эффекта этих комплексов. Выделение третьей составляющей таким способом в складчатых областях обычно не представляет больших трудностей благодаря обилию гранитных и иных батолитовых интрузий, а в некоторых районах — и глубокометаморфизованных пород.

Для получения данных о границах раздела, залегающих ниже гранитного (гранитно-метаморфического) слоя, необходимо из третьей составляющей выделить вторую и первую. Это может быть сделано на основе данных ГСЗ, но далеко не по всем районам они есть. Сопоставления с геологическими данными, сопровождаемые расчетами по отдельным локальным аномалиям, показали, что и вторую составляющую можно найти способом, аналогичным использованному при выделении третьей составляющей, т. е. по значениям Δg , но уже не над интрузиями гранитов и их метаморфическими аналогами, а над интрузиями среднего состава и соответствующими метаморфическими образованиями (см. рис. 32). Например, в Центральном Казахстане и в ряде районов Алтае-Саянской области не являются редкостью интрузии среднего состава, уходящие на значительную глубину и обладающие на глубинных срезах площадью, во много раз превосходящей выходы на дневной поверхности. При этом части интрузий, создающие гравитационные аномалии, иногда располагаются целиком в гранитах.

Форму, объем, условия залегания интрузий среднего состава легче объяснить, если допустить, что эти массивы являются выступами более крупного тела. В таком случае аномалии силы тяжести над этими массивами, образующими вместе с их метаморфическими плотностными аналогами диоритовый слой, отражают гравитационное влияние всех неоднородностей, залегающих ниже этих пород. Указанные аномалии, будучи определенными для всего профиля или района, и являются второй составляющей. Разность между второй и третьей составляющими отражает гравитационный эффект гранитного слоя.

Наряду с интрузивными массивами среднего состава, уходящими на большую, подгранитную, глубину, встречаются того же состава породы, образующие лишь краевую фацию гранитных интрузий. Массивы среднего состава, пригодные для определения второй составляющей, обычно вызывают положительные аномалии; диоритовые массивы неглубокого залегания не только не дают таких аномалий, но часто отмечаются даже отрицательными значениями силы тяжести. Недостаток опорных участков для определения второй составляющей можно восполнить расчетом глубин по аномалиям третьей составляющей; при этом следует выбирать аномалии, располагающиеся над полями гранитов, тогда полученные значения глубин будут бесспорно относиться к подошве гранитов.

Вторая составляющая отражает рельеф кровли и подошвы базальтового слоя, а также неоднородности нижней части коры и мантии. Поскольку задача построения глубинной структуры по аномальному полю при переменном рельефе границ и переменной плотности тел неразрешима, приходится считать земные слои, особенно базальтовый и подкорковый, однородными (хотя бы в пределах одного региона). Вторая составляющая обычно бывает уже настолько проста по структуре аномалий, что разделить ее

более чем на две компоненты практически невозможно. Даже этот процесс представляет весьма сложную задачу, так как на выделении второй составляющей геолого-геофизический метод исчерпывает свои возможности, поскольку слои ниже диоритового на земную поверхность, вероятно, не выходят. Поэтому для получения первой составляющей пользуются или методами осреднения (в том числе и пересчетами на высоту), или определениями глубин до поддиоритовой поверхности по второй составляющей. Последний способ предпочтительнее, поскольку он сразу же дает сведения и о глубине поддиоритовой поверхности и о связи именно с ней первой составляющей. Методы осреднения, позволяя выделить первую составляющую, не отвечают на вопрос о том, с какой поверхностью она связана и какова глубина залегания этой поверхности.

Разность между первой и второй составляющими указывает на мощность диоритового слоя и определяет положение кровли базальтового слоя. Отклонение первой составляющей от нулевого уровня целиком относится к кровле мантии. Глубину до подкорового слоя (хотя бы в одной точке) или берут из данных ГСЗ, или рассчитывают по зависимостям $\Delta g = f(H_M)$. В редких случаях удается найти ее приближенные значения по аномалиям первой составляющей. Рассчитанные глубины до подкорового слоя в нескольких районах Алтае-Саянской области оказались весьма близкими к полученным сейсмологическим методом.

Таким образом, представляется возможным расчленить наблюдаемое аномальное поле силы тяжести на его составляющие, отвечающие различным геологическим телам, т. е. решить ту задачу, которая не решается математическими методами разложения аномальных потенциальных полей (при этом принципиально безразлично, обусловлено аномальное поле внутрикоровыми поверхностями раздела с прямыми или с обратными соотношениями их рельефа). Так, гравитационный эффект единого тела диоритов (рис. 34) при трансформации аномального поля формальными математическими методами рассеивается по составляющим разного порядка, смешиваясь с аномалиями от других тел. Геолого-геофизическим методом можно разложить даже такое поле, которое в общем близко к нулю и осложнено лишь локальными аномалиями, т. е. выполнить операцию, недоступную для математических методов. Однако и геолого-геофизический метод имеет свои недостатки. Он неприменим в районах, где нет выступов глубинных слоев в виде интрузий или метаморфических комплексов, а характер поля не позволяет надежно выявить такие структуры на глубине.

Этим методом, как и любым другим, основанным на использовании потенциальных полей, пропускаются детали рельефа глубинных границ, причем тем более крупные, чем глубже залегает граница. Вследствие удаленности кровли подкорового слоя от поверхности наблюдения эффект ее локальных неровностей оказывается очень мал и его невозможно выделить без дополнительных

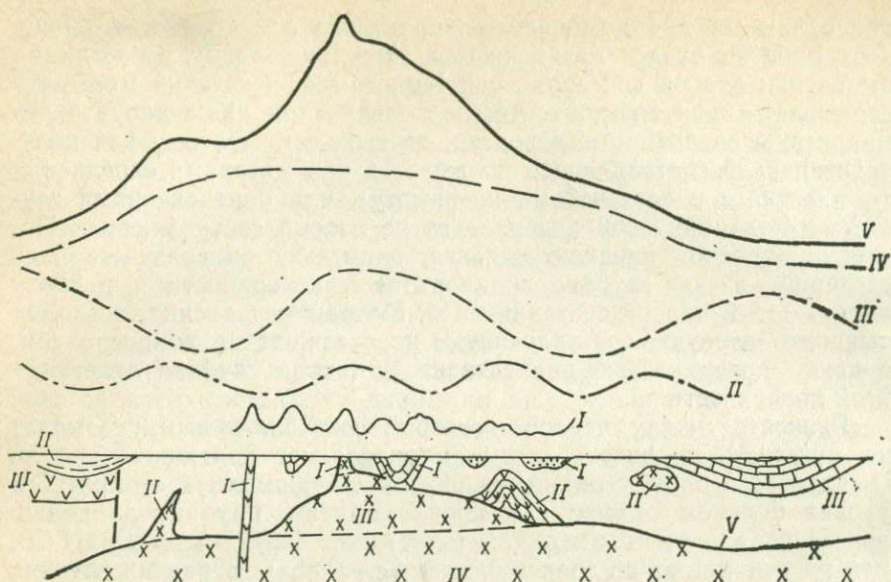


Рис. 34. Компоненты аномального поля Δg , полученные формальными методами трансформаций (I—IV) и геолого-геофизическим методом (V).

Геологические тела и части тел обозначены теми же римскими цифрами, что и соответствующие им компоненты поля.

данных, например результатов ГСЗ. Представление о масштабах сглаживания рельефа глубинных границ дает соотношение эффективной $\sigma_{эф}$ и избыточной $\Delta\sigma$ плотности в зависимости от средней глубины h залегания поверхности и ширины l неровностей ее рельефа [Андреев Б. А., Клушин И. Г., 1962 г.]. Эффективной плотностью называется такая фиктивная плотность, при которой тело дало бы аномалию, равную наблюдаемой, будучи приближенным к поверхности измерения.

h/l	0	0,05	0,1	0,2	0,5	1
$\sigma_{эф}/\Delta\sigma$	1	0,730	0,534	0,284	0,043	0,002

Так, если неровность лежит на глубине 40 км и имеет ширину 40 км, то при избыточной плотности $0,5 \text{ г/см}^3$ она будет характеризоваться эффективной плотностью $0,001 \text{ г/см}^3$, т. е. аномалия силы тяжести от этой неровности будет в 500 раз меньше, чем от такого же тела, расположенного у поверхности измерения.

Описанный метод разложения аномального поля, являющийся лишь одним из вариантов геологического редуцирования, дает результаты очень близкие к получаемым различными способами трансформации, если район характеризуется закономерным гармоническим изменением аномального поля и соответствующих глубинных границ раздела. Но результаты этих методов существенно различаются, если в районе наблюдается не закономерное

изменяющееся поле и участки гравитационных ступеней. В общем же составляющие, выделенные геолого-геофизическим методом, по своему виду отличаются от полученных математическими способами и включают в себя части гармоник разного порядка, но относящихся к единой геологической поверхности (см. рис. 34).

Разделение аномальной кривой на ее составляющие является важнейшей операцией в комплексе геолого-геофизического исследования глубин. Но эта операция не исчерпывает всего комплекса работ, более того, она сама выполнима лишь на основе ряда предварительных этапов. Процесс геолого-геофизического исследования включает следующий ряд действий [44]: 1) анализ гравитационного и магнитного полей с целью геофизического районирования; 2) сопоставление геофизических данных с геологическими, тектоническими и петрофизическими для предварительного выяснения геологической природы аномалий; 3) приближенные расчеты по отдельным аномалиям и установление основных плотностных ярусов и границ раздела; 4) разложение аномальной кривой Δg на составляющие; 5) расчет основных поверхностей раздела в земной коре и построение карт рельефа поверхностей и мощности слоев земной коры.

Приведем характеристику каждой из названных операций.

1. Геофизическое районирование позволяет избежать грубых ошибок интерпретации аномалий в пограничных участках. Анализ геофизических материалов включает также определение порядка аномалий. Аномалии одного порядка обычно связаны в значительной степени с одной и той же поверхностью или с одним и тем же ярусом неоднородностей. Поэтому число порядков аномалий примерно указывает на количество поверхностей или ярусов неоднородностей в земной коре (рис. 35).

2. Сопоставление геофизических полей с геологическими и тектоническими данными, а также с картами изоплотностей дает первое представление о геологической природе аномалий. Сопоставление должно проводиться очень тщательно и сопровождаться количественными расчетами. Иногда «хорошие совпадения» аномалий и структур являются кажущимися и расчетами не подтверждаются.

Выяснить, какую природу имеет аномалия — глубинную или приповерхностную, помогает сопоставление графиков или карт гравитационных и магнитных аномалий с диаграммами плотности по профилям, с картами изоплотностей или со схемами средней плотности горных пород (см. рис. 9), с диаграммами или картами магнитной восприимчивости. Совпадение знаков аномалий и знаков избыточной плотности и магнитной восприимчивости указывает на вероятную связь аномалий с приповерхностными структурами, несовпадение — с глубинными причинами. Например, отрицательными аномалиями силы тяжести отмечаются многие наложенные позднепалеозойские прогибы в Центральном Казахстане и Минусе, выполненные отложениями с недостаточной плотностью. Примером несоответствия знаков магнитных аномалий

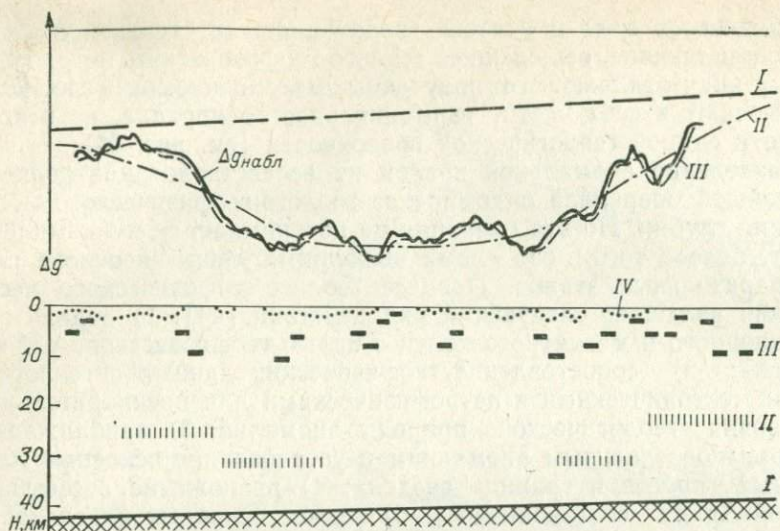


Рис. 35. Порядок аномалий силы тяжести и соответствующие ярусы неоднородностей.

Абсолютная глубина яруса I установлена по данным ГСЗ в одной точке; граница IV рассчитана по компоненте $\Delta g_{набл} - \Delta g_{III}$.

значения магнитной восприимчивости являются Кузнецкий и Минусинский средне-позднепалеозойские прогибы. Послесреднедевонские отложения большой мощности здесь немагнитны, но региональное магнитное поле — положительное, что резонно объясняется наличием магнитных пород на больших глубинах.

3. Следующим шагом является установление основных плотностных ярусов и границ раздела на базе геологических данных, материалов изучения плотности (магнитной восприимчивости) и приближенных количественных расчетов. Проследить плотностные ярусы в стратифицированных толщах просто, поскольку их взаимное положение достаточно ясно. Вопрос о положении интрузивных пород в разрезе земной коры решается особо в каждом конкретном случае на основании всего комплекса геологических и геофизических данных. При этом важно разделить интрузии, имеющие глубокое заложение, и бескорневые массивы, соединение которых с подобными им по плотности породами на глубине сомнительно. Как уже отмечалось, в Центральном Казахстане, Алтае-Саянской области, Прибайкалье и Забайкалье намечается три плотностных слоя (сверху вниз): вулканогенно-осадочный, очень сложный по своему строению и неодинаковый в разных районах; собственно гранитный; диоритовый. Ниже предполагают базальтовый (габбровый) и подкорковый слой.

Задача установления природы аномалий и основных границ раздела в земной коре требует для своего решения надежных, детальных, комплексных данных. Поэтому выполняются специаль-

ные полевые исследования по профилям, которые являются опорными при глубинных построениях. На опорных профилях проводят детальные гравиметрические, магнитные, петрофизические, геологические, реже электроразведочные и сейсмические работы. Протяженность этих профилей обычно 150—300 км.

4. Следующей операцией является разделение аномальной кривой на ее составляющие. Принципы выполнения этой операции уже были охарактеризованы выше. Наблюдаемое поле $\Delta g_{\text{набл}}$ представляет собой сумму по меньшей мере пяти компонент: $\Delta g_{\text{набл}} = \Delta g_{\text{во}} + \Delta g_{\text{г}} + \Delta g_{\text{д}} + \Delta g_{\text{б}} + \Delta g_{\text{п}}$, где $\Delta g_{\text{во}}$ — гравитационный эффект вулканогенно-осадочного слоя, $\Delta g_{\text{г}}$ — гранитного, $\Delta g_{\text{д}}$ — диоритового, $\Delta g_{\text{б}}$ — базальтового; $\Delta g_{\text{п}}$ — результат негоризонтального положения кровли подкорового слоя. Компонента $\Delta g_{\text{во}}$ в свою очередь включает гравитационные эффекты нескольких плотностных (структурных) ярусов, развитых неравномерно по площади, в различных комбинациях друг с другом. Возможность выделить эту компоненту в целом упрощает задачу дальнейшего разложения как всего аномального поля, так и самой этой компоненты.

Наблюдаемые значения силы тяжести над выступами гранитного или диоритового слоев могут быть приняты за третью или вторую составляющие лишь в том случае, когда отношение ширины $2b$ выступов к их мощности h достаточно велико, не менее 8—10. При меньших значениях наблюдаемая кривая существенно отличается от искомой составляющей. Так, при $2b/h = 6 \div 2$ различие достигает 10—30 %, следовательно, для получения составляющих в наблюдаемые аномалии необходимо вводить соответствующую поправку [32]. Аномалии от тел, ширина которых соизмерима с их высотой, малопригодны для определения составляющих гравитационного поля.

При разложении аномального поля для расчетов глубин отбирают такие аномалии, которые заведомо обусловлены рельефом или неоднородностями слоя, подстилающего выходящий на земную поверхность. Например, аномалия над однородным массивом гранитов, имеющая в его пределах и свое нормальное поле, естественно, должна быть отнесена к подгранитным поверхностям или неоднородностям. Но если аномалия по своим контурам соответствует гранитному массиву и ее нормальное поле лежит за пределами этого массива, решить вопрос о том, в какой мере эта аномалия отражает рельеф подгранитной поверхности, а в какой — надгранитной, затруднительно, а часто и невозможно.

Применяют обычно наиболее простые способы расчета глубин, в частности способ касательных, который при известной избыточной плотности дает вполне удовлетворительные результаты. Полученные составляющие увязывают между собой по системам взаимно пересекающихся профилей.

5. Основные поверхности раздела в земной коре рассчитывают по профилям или в плане, начиная с верхних и кончая нижними. Вычисления можно выполнять различными способами, как анали-

тическими, так и палеточными. По результатам расчетов строят карты рельефа поверхностей и карты мощности слоев. Эти карты отражают различные стороны глубинной структуры. Более важны карты мощности слоев земной коры, поскольку они характеризуют распределение масс, состав коры, что имеет первостепенное значение для решения большинства вопросов геологии.

Карты глубинной структуры земной коры, построенные на основе геолого-геофизического метода, характеризуются высокой детальностью изображения верхних слоев, изучение которых представляет наибольший теоретический и практический интерес. Описанный вариант геолого-геофизического метода разработан применительно к достаточно хорошо обнаженным складчатым областям. Однако он может быть с успехом применен и при наличии сплошного и довольно мощного покрова метаморфизованных горизонтально залегающих или малодислоцированных отложений. Для этого необходимо иметь достаточное количество геологических и геофизических данных о мощности и физических свойствах осадочного покрова и хотя бы отрывочные сведения о характере пород складчатого основания. Такая работа была проведена на территории Бийско-Барнаульской впадины (северо-западная часть Алтае-Саянской области).

В настоящее время геолого-геофизический метод в разных вариантах находит широкое применение. Варианты несколько различаются в деталях, геологических исходных положениях, удельном весе расчетов глубин и непосредственных определений различных составляющих по наблюдаемым значениям Δg над выступами соответствующих комплексов. Однако суть их одна: уменьшение многозначности интерпретации геофизических аномалий путем введения в процесс их обработки геологических параметров.

Один из таких вариантов предложен Т. Н. Сироткиной и Ю. И. Никольским [1971 г.] под названием «способ последовательных геологических приближений». Разделение полей также проводится по их геологической природе, но «геологическая модель подбирается с позиций достаточно общих геологических представлений и гипотез». Например, линейные аномалии связываются с тектоническими структурами, изометричные — с интрузиями. Расчеты ведутся по профилям. Из наблюдаемой кривой Δg последовательно исключают аномалии первого порядка, гравитационные эффекты верхнего плотностного этажа, интрузий и плотностных неоднородностей метаморфического фундамента; остаточные аномалии относят к рельефу фундамента [48].

В качестве опорных используют данные бурения, сейсморазведки, электроразведки (ТТ, МТЗ, ВЭЗ, ДЭЗ и др.) о положении маркирующих горизонтов. Представления о вещественном составе глубинных тел основываются главным образом на данных магниторазведки, гамма-съемки, шлихового, лито- и гидрохимического опробования. По составляющим Δg рассчитывают глубину границ и их приблизительную форму. Операции разделения полей и рас-

четы проводят неоднократно, чтобы добиться максимального соответствия построенной модели всем имеющимся геологическим и геофизическим данным. Результатом работы являются схематичные геологические разрезы, на которых показаны структурно-плотностные этажи и интрузии. На основе профилей составляют карты компонент поля, карты гравитационного влияния структурно-плотностных этажей. Построения уточняют и детализируют, затем по картам вносят изменения в профили и заново пересчитывают разрезы. Кроме того, определяют региональный фон и гравитационные эффекты структурных этажей по картам (в площадном варианте). Все этапы работы, начиная с выяснения геологической природы аномалий и кончая площадными построениями, повторяют не менее трех раз.

Изучение построенных авторами разрезов показывает, что кровля метаморфического фундамента резко несогласно сечет снизу складчатые структуры вышележащего структурного яруса. Это означает, что кровля фундамента не является стратиграфической границей — поверхностью несогласия. Вероятно, она представляет собой границу интрузивного или метаморфического происхождения и является кровлей гранитного или диоритового слоя.

Своеобразный вариант геолого-геофизического метода разработан сотрудниками Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГИМС) [Сурков В. С., Морсин П. И., 1971 г.]. На основе принципа изоэстазии по осредненному рельефу земной поверхности рассчитывается рельеф кровли подкорового слоя — глубина до границы Мохо H_M :

$$H_M = H_0 + [1/(\sigma_m - \sigma_b)] [h\sigma + H_0(\sigma_{к.н} - \sigma_{к.ср}) + (H_{комп} - H_0)(\sigma_m - \sigma_{м.н})],$$

где H_0 — нормальная мощность земной коры; h — средняя высота рельефа земной поверхности; $H_{комп}$ — глубина уровня компенсации; σ — плотность пород выше уровня моря; σ_b — плотность базальтового слоя; $\sigma_{к.н}$ и $\sigma_{к.ср}$ — плотность коры соответственно при ее нормальной мощности H_0 и $h=0$ и средняя; $\sigma_{м.н}$ и σ_m — плотность подкорового слоя (мантии) соответственно при нормальной мощности коры H_0 и $h=0$ и при реальных условиях; глубина до кровли базальтового слоя принята 20 км.

Из наблюдаемого поля вычитают региональное, связанное с поверхностью подкорового слоя и плотностными различиями между крупными блоками земной коры. Затем из полученного остаточного поля исключают гравитационный эффект геологического разреза, построенного до глубины 8 км. По оставшейся разности уточняют геологическое строение земной коры ниже 8 км. Геологический разрез для расчета геологической редукции составляют на основе всей имеющейся геологической информации с внесением геологически приемлемых корректив по гравиметрическим и магнитным материалам. Распределение плотности по

разрезу принимают исходя из ее средних значений для литолого-стратиграфических и интрузивных комплексов.

Описанная модификация геолого-геофизического метода обеспечивает сравнительно детальное построение рельефа кровли подкорового слоя, хотя, вероятно, и со значительными погрешностями, поскольку не учитывается, что изостатическое уравновешивание осуществляется благодаря изменению мощности не только коры в целом, но и ее отдельных слоев. Расчеты же гравитационного эффекта по разрезу глубиной до 8 км на основе геологических экстраполяций в условиях сложно построенной складчатой области представляются весьма сомнительными. Базирующиеся на них построения не могут дать новой информации о верхней части земной коры. Нередко геолого-геофизический метод комбинируют с формальными способами выделения составляющих аномального поля, причем даже для верхней части земной коры. Это приводит к созданию гибридных схем строения земной коры, достоверность и практическую ценность которых трудно определить.

О точности геолого-геофизических построений. Для суждения о достоверности выполненных построений, которые не могут быть проверены непосредственно, первостепенное значение имеют сведения о том, каким способом сделаны эти построения и какова их точность. На первый вопрос отвечает описание методики построений. Для ответа на второй требуются специальные вычисления и приемы. Точность геофизических построений обычно определяется или по погрешности, которую дает сам метод построений на идеальных моделях (погрешность метода), или по отклонениям от данных другого метода, или, что бывает очень редко, по отклонениям от действительного положения построенных границ. Последний способ, наиболее правильный и надежный, к результатам глубинных исследований почти неприменим, так как глубинные границы недоступны горным выработкам и бурению. Именно поэтому указываемые в литературе точности определения глубин до внутрикоровых границ, как правило, характеризуют погрешность метода, действительная же точность остается неизвестной.

В геолого-геофизическом методе определить погрешность построений чрезвычайно сложно. Во-первых, она складывается из большого числа частных отклонений. Во-вторых, поведение тех или иных погрешностей при изменении исходных параметров часто описывается нелинейными функциями, иногда несимметричными относительно осей координат. Суммарная погрешность геолого-геофизических построений складывается из взаимодействия 10—13 элементарных (частных) случайных и систематических погрешностей [32]. Это может обусловить весьма большие расхождения в определенных глубин до внутриземных поверхностей и мощности слоев. Однако многие отклонения взаимно исключаются; некоторые не подлежат простому суммированию из-за сложности соотношения рельефа смежных поверхностей. Но главное состоит в том, что есть возможность учесть все частные погрешности определе-

ния глубин и мощностей и, следовательно, оценить их действительную точность.

Наиболее реальными являются следующие значения погрешностей определения глубин до кровли слоев: гранитного 10 %, диоритового 22 %, базальтового 21 %. Погрешности определения мощностей превышают эти значения на 6—8 %. Указанные погрешности, конечно, велики, но они получены при очень жестких условиях. Сравнением с данными ГСЗ установлены следующие отклонения: по кровле диоритового слоя 20 % (при средних значениях глубин по результатам ГСЗ 5,12 км и по геолого-геофизическим данным 5,21 км), по кровле базальтового слоя 8,6 % (при средних значениях глубин соответственно 19,1 и 18,7 км). Отметим, что расхождения между данными ГСЗ по одному и тому же профилю, полученными в разные годы, намного превосходят приведенные значения.

Погрешности построений оказываются все же достаточно большими, и достоверность многих локальных неровностей, утолщений и утонений слоев коры, установленных при геолого-геофизических исследованиях, может быть подвергнута сомнению. Но эта опасность в значительной мере устраняется тем, что указанные погрешности относятся лишь к точкам, в которых определение составляющих выполнено по расчетам глубин; число таких точек невелико. На участках между этими точками поверхности прослеживаются по относительному изменению поля силы тяжести и поэтому выявленные неровности границ достаточно достоверны, даже если их амплитуда очень мала.

СООТНОШЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ ПРИ ГЛУБИННЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Понятно стремление исследователей избрать по возможности такой комплекс, при котором данные дорогих и громоздких методов использовались бы лишь в качестве опорных для истолкования материалов относительно дешевых работ. Отсюда возникли и многочисленные попытки установить зависимости между мощностью земной коры по ГСЗ и аномалиями Буге, проекты комплексных региональных работ с сетью опорных профилей ГСЗ и т. д. Однако накопление новых материалов глубинных исследований показывает, что расчеты на комбинацию методов, построенную на чисто теоретических соображениях, слишком идеализирующих объект изучения, не оправдываются. Так, оказалось, что сейсмические границы не всегда совпадают с наиболее вероятными границами гравиметрическими и геолого-геофизическими; глубинные сейсмические профили в сложно построенных областях совершенно не дают информации о природе аномалий силы тяжести, если ширина этих аномалий невелика (первые десятки километров и меньше). Отсюда возникает настоятельная необходимость выяснить действительные, а не только теоретические предполагаемые возможности каждого из методов.

При сейсмических исследованиях в одну поверхность часто объединяются участки с сильно различающейся скоростью упругих волн и соответственно с разной плотностью горных пород. При современной детальности и методике глубинные сейсмические исследования в условиях сложно построенных складчатых областей не фиксируют или весьма схематично отражают неоднородности строения верхних горизонтов земной коры, которые хорошо отмечаются в гравитационном поле и обнаруживаются геолого-геофизическим методом. Это особенно убедительно показали работы В. С. Суркова и П. И. Морсина, а также уральских геофизиков. Разностные кривые Δg по ряду профилей, полученные вычитанием аномалий, рассчитанных по сейсмическим разрезам с учетом изменения скорости (и плотности), из наблюдаемого поля, по форме почти повторяют исходные кривые, отличаясь от них в основном только общим уровнем. Почти все неоднородности надбазальтовой части коры, определяющие основные черты поля силы тяжести, оказались, таким образом, не зафиксированными методом ГСЗ. В некоторых случаях внутримантийные границы принимаются за поверхность подкорового слоя, реальная же поверхность в таких случаях бывает выражена в сейсмической записи нечетко [44]. Искаженная и даже фиктивная граница в верхних двух-пяти километрах земной коры может быть получена из-за резкого изменения скорости в интервале давления от 0 до $1,5 \cdot 10^8$ Па.

Сейсмические методы из-за недостаточной детальности, а отчасти и из-за присущих им особенностей дают сглаженную картину строения внутрикоровых поверхностей. Это сглаживание, очень заметное в верхних горизонтах земной коры, становится относительно небольшим для глубоких поверхностей раздела. Оно может быть резко уменьшено повышением детальности наблюдений, что позволяет сейсмическому методу занять монопольное положение при изучении глубоких частей земной коры.

Гравиметрический метод кроме неоднозначности решений характеризуется тем, что резко снижается детальность фиксирования неоднородностей с глубиной. В принципе изучать этим методом тела, размеры которых в несколько раз меньше глубины их залегания, невозможно. Это относится и к геолого-геофизическому методу, основывающемуся на гравиметрических материалах, если отсутствуют сейсмические данные. Сравнительно малые эффекты от глубинных неоднородностей не представляется возможным отделить от эффектов вышележащих тел и они входят ошибкой в результаты расчетов. Поскольку гравиметрический метод сам по себе не дает удовлетворительных решений, особенно для многослойной среды, то в дальнейшем имеет смысл характеризовать лишь свойства геолого-геофизического метода, которые могут быть причиной расхождения с глубинными построениями на основе других методов.

Геолого-геофизический метод дает низкую точность глубинных построений, и больших надежд на ее повышение нет, поскольку

остаются неизвестными как глубины, так и вариации плотности в каждом конкретном объеме породы. Этим методом практически невозможно уловить отклонения реального глубинного строения от принятой модели земной коры в ее глубоких частях. Решающая способность метода существенно зависит от особенностей геологического строения. Причиной расхождения с сейсмическими данными может служить и такое важнейшее преимущество геолого-геофизического метода, как высокая детальность расчленения верхних горизонтов коры, в настоящее время еще недостижимая в аналогичных условиях для сейсмических методов.

По магнитным аномалиям чаще всего решается вопрос о возможной геологической природе гравитационных аномалий, выбираемых для расчетов глубины до определенных поверхностей. Магнитное поле дает богатый материал для суждения об особенностях формирования различных комплексов пород, слагающих земную кору. В некоторых геологических условиях оно позволяет проводить структурные построения на основании расчетов глубин. Эти построения очень приближенны, но если для применения всего комплекса геолого-геофизических методов ситуация неблагоприятна, они представляют значительную ценность.

Причиной расхождения результатов, полученных различными методами, могут быть и особенности геологического строения. Например, поверхности, разделяющие разнотипные структурно-формационные комплексы, на своем протяжении проявляются неодинаково, местами они даже менее контрастны, чем отдельные слои или толщи внутри комплексов. Это может привести к построению сейсмических границ раздела, объединяющих очень разнородные по своей геологической природе и значимости поверхности. По плотности же и магнитным свойствам будут выделяться не эти поверхности, а комплексы горных пород. Следовательно, сейсмический, гравиметрический и магнитный методы в принципе могут отражать совершенно разные геологические тела.

Таким образом, в сложных геологических условиях сейсмические методы обычно не фиксируют деталей строения верхних слоев земной коры, в то время как геолого-геофизический метод хорошо выявляет эти детали. Гравиметрия здесь имеет явное преимущество перед сейсморазведкой, поскольку влияние компрессионного эффекта (действие давления) на избыточной плотности почти не сказывается. В изучении горизонтов земной коры на уровне базальтового слоя возможности гравиметрического метода в геолого-геофизическом комплексе и сейсмического метода почти равны. Но гравиметрия может выделить и проследить границу в случае ее сильной «сейсмической шероховатости», чего сейсморазведка не в состоянии сделать; сейсмический же метод позволяет отделить участки плавного погружения границы от ее резких смещений по разломам, чего нельзя добиться геолого-геофизическим методом без сейсморазведки. Поверхность подкорового слоя геолого-геофизическим методом отражается в очень схематичном, сглаженном виде, а внутрибазальтовые границы раздела им

вообще не улавливаются. Зато эти задачи наилучшим образом решаются глубинным сейсмическим зондированием.

Таким образом, наиболее эффективно задачи глубинной геологии складчатых территорий могут быть решены лишь при полном взаимодействии рассмотренных методов. Замена одного метода другим, менее дорогостоящим, неправомерна, поскольку данные их взаимно дополняют и корректируют, но не заменяют друг друга. Учет результатов одного метода при обработке материалов другого приводит к повышению точности и надежности построений. Надо иметь в виду и различие разрешающей способности методов в зависимости от глубинности и сложности объекта исследований. Так, намечается ведущая роль геолого-геофизического метода в изучении верхних слоев земной коры сложно построенных складчатых областей и преимущество глубинного сейсмического зондирования — в изучении низов разреза. Следовательно, лишь сочетание методов обеспечивает разностороннюю и надежную характеристику земной коры на всех уровнях.

Находит признание идея совместного анализа при глубинных геологических исследованиях как можно большего числа геологических, геофизических, геоморфологических и иных параметров. Хорошим примером такого анализа служит работа И. И. Абрамовича и И. Г. Клушина [1], посвященная выявлению и уточнению ряда петрологических закономерностей и их глубинных причин. В этой работе на огромном эмпирическом материале путем корреляционного и факторного анализа исследуются связи распространности и химизма изверженных горных пород разного возраста из разных геотектонических регионов с такими величинами, как средняя скорость сейсмических волн в земной коре, скорость их на границе Мохо, глубина залегания и средний наклон этой границы, аномалии Буге, Фая (в свободном воздухе) и изостатические, аномальный гравитационный потенциал Земли, приведенная аномальная масса, недипольная недрейфующая составляющая геомагнитного поля (отражающая электрическую проводимость глубинных зон), глубина фокусов землетрясений, добротность коры и мантии, интенсивность сжимающих, растягивающих и сколовых напряжений в литосфере на разных уровнях, глубина океана, глубина и ширина глубоководных желобов, плотность теплового потока, характеристики вулканов и вулканического режима и т. д. По значениям коэффициента корреляции делается вывод о наличии или отсутствии причинной связи явлениями. Интерпретация найденных статистических характеристик и связей позволила авторам высказать суждения об особенностях химизма коры и мантии в разных тектонических элементах, о глубинах и динамической обстановке зарождения магматических очагов и о многих других геологических явлениях и процессах. Не все выводы авторов достаточно обоснованы, поскольку далеко не все формальные корреляционные связи, к тому же часто очень слабые, отражают связи функциональные. Тем не менее подобные исследования заслуживают серьезного внимания.

СТАТИКА ЗЕМНЫХ ГЛУБИН

СОВРЕМЕННАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМЛИ

Современный этап в развитии знаний о внутреннем строении Земли начинается с выхода в свет в начале XX в. работ В. Ласки, Э. Вихерта, Р. Олдгема, Б. Гутенберга, в которых вопросы внутреннего строения Земли решаются на основе сейсмологических данных. С этого времени структура Земли и физические свойства ее оболочек изучаются не только косвенно и качественно, но и количественно.

Практически общепризнанной в настоящее время является модель Земли, разработанная К. Булленом [1958 г.]. Она близка к модели, предложенной ранее Х. Джефрисом, и отличается от модели Б. Гутенберга отсутствием зоны пониженной скорости в верхней части мантии и некоторыми другими деталями. В свою очередь модель Гутенберга—Буллена уточняется моделью Андерсона, которая учитывает инверсию масс, момент инерции, свободную осцилляцию, современные данные о временах пробега объемных волн. Согласно этой модели (рис. 36) верхнюю оболочку Земли составляет земная кора, прослеживаемая до глубины 12—75 км и ограниченная снизу сейсмической границей—границей Мохоровичича (Мохо). Ниже находится мантия, которая на глубине 2900 км сменяется ядром. В свою очередь на глубине 4900—5200 км ядро разделяется на внешнее *E* и внутреннее *G* промежуточным слоем *F*. Мантия также неоднородна, в ней сверху прослеживаются три основных слоя: *B*—слой Гутенберга, *C*—слой Голицына и слой *D*; первые два объединены в верхнюю мантию, а слой *D* составляет нижнюю мантию. Граница между верхней и нижней мантией проходит на глубине 900—1000 км. Граница между слоями *B* и *C* лежит на глубине 400 км—ниже зоны уменьшения скорости сейсмических волн в слое *B*. Приведенная модель строения Земли основывается на распределении скорости сейсмических волн землетрясений; она построена по результатам анализа огромного числа наблюдений.

В 1916 г. Б. Б. Голицын, а десятью годами позже П. Байерли выявили зону сейсмической тени на расстоянии от нескольких градусов до 20° от источника колебаний (сейсмологи часто указывают расстояние не в линейных, а в угловых единицах). Оба исследователя одинаково расценили наличие этой тени как указание на существование зоны пониженной скорости в Земле. По П. Байерли она находится на глубине 400 км, по Б. Б. Голицыну—на глубине от 60 до 230 км. Позднее Б. Гутенберг нашел,

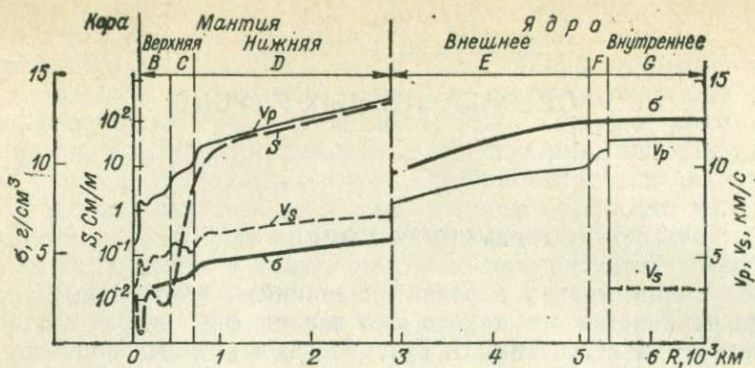


Рис. 36. Скоростная и плотностная модели Земли по Андерсону [58].

что в действительности эта граница располагается на 15° и что зона пониженной скорости должна находиться на глубине 60—250 км, т. е. почти подтвердились расчеты Б. Б. Голицына. Б. Гутенберг обратил внимание на то, что между 7 и 15° амплитуда продольных и поперечных волн особенно низкая, а на расстоянии 15° она скачком возрастает почти в 10 раз и в дальнейшем понижается слабо. Поскольку амплитуда объемных волн очень чувствительна к их скорости, то Б. Гутенберг и это обстоятельство принял как доказательство существования зоны пониженной скорости. Он предложил назвать эту зону (или канал) волноводом, поскольку сейсмические волны в своей основной массе, попав в эту зону, не могут из нее выйти в силу закона полного внутреннего отражения.

Модель Гутенберга—Буллена уже около трех десятилетий не претерпевает существенных изменений, и можно считать, что она правильно отражает основные черты внутренней структуры Земли. Дискуссии вызывают лишь такие детали, как правомочность проведения резкой границы между верхней и нижней мантией, характер переходной зоны F между внешним и внутренним ядром, наличие границ в верхней мантии, ооконтуривающих зону пониженной скорости. Достаточно обоснованной является и плотностная модель Земли (табл. 1), разработанная К. Булленом; получена она методом подбора.

В последнее время предпринимаются многочисленные попытки построить модель Земли на основе новых данных о ее физических параметрах. Скоростной и плотностной разрезы Земли, вычисленные с учетом ее собственных колебаний, момента инерции и других особенностей, обычно отличаются от уже существующих лишь в деталях. Например, в модели, построенной Ф. Гилбертом [58], четко проявляются инверсии скорости поперечных волн и плотности на глубинах до 400 км. Некоторые же модели имеют принципиальные отличия. Так, в моделях Д. Андерсона и Л. Джонсона в верхней мантии на глубинах около 400 и 650 км отме-

ТАБЛИЦА 1

Плотностная модель Земли

Геосферы	Слой	Плотность, г/см ³	Объем, % от объема Земли	Масса, % от массы Земли
Кора	A	2,7—3,0	1,55	0,8
	B	3,32—3,65	16	10,4
Мантия	C	3,65—4,68	21	16,4
	D	4,68—5,69	44	41
	E	9,40—11,5	15	31
Ядро	F	11,5—12,0	0,28	
	G	12,0—12,3	0,76	

чаются резкие изменения скорости v_p и v_s [58]. Разработка модели на основе современных сейсмических данных, выполненная Ф. Прессом [58], показывает, что она получается несколько разной для областей с разным тектоническим строением.

Классические представления XIX в. о железном составе ядра в сочетании с никелем, кобальтом и углеродом и о преимущественно ультраосновном составе мантии при заметном увеличении с глубиной роли металлов в виде сульфидов или окислов сохранились и после выяснения скоростного и плотностного разрезов Земли. Но в 40-х годах нашего века эти представления подверглись резкой критике В. Н. Лодочникова и В. Рамзея, которые утверждали, что увеличение плотности пород с глубиной может происходить и без изменения их химического состава. По В. Н. Лодочникову, изменение молекулярной и атомной структуры вещества может явиться причиной резких изменений плотности; например, углерод может иметь следующую плотность: антрацит 1,7, графит 2,25, алмаз 3,51 г/см³. В. Н. Лодочников подверг критике гипотезу железного ядра со всех точек зрения. В. Рамзей обосновывал фазовый переход вещества на границе мантия—ядро приобретением породами металлической структуры. Его критика гипотезы железного ядра исходила главным образом из космогонических и астрономических гипотез того времени. Появление работ, направленных против господствующих взглядов, вызвало целый ряд публикаций самого разнообразного характера. Возродились даже гипотезы газового ядра, вовсе не считавшиеся с данными сейсмологии, а также представления о ядре из первично солнечного вещества [4].

К 50-м годам относятся экспериментальные работы Дж. Кеннеди, К. Макдональда и других исследователей, доказывающие переход при определенных условиях эклогита в базальт. В начале 60-х годов С. М. Стишов при давлении $(115 \div 145) \cdot 10^8$ Па и температуре 1200—1800 °С получает рутилоподобную модификацию кремнезема — стишовит с плотностью 4,35 г/см³, т. е. более

высокой, чем плотность ультраосновных пород (дунитов, перидотитов). Еще раньше была открыта форма кремнезема — коэзит с плотностью $2,90 \text{ г/см}^3$, что равно плотности основных пород, в частности габбро. Коэзит устойчив при давлении $(26 \div 31) \cdot 10^8 \text{ Па}$ и температуре $600\text{—}900^\circ\text{C}$.

Опыты изучения минералов и металлов в условиях сверхвысокого давления показали возможность фазовых переходов. Казалось бы, гипотеза о едином химическом составе всей Земли получает всестороннюю опытную поддержку, но этого не произошло. При внутриземном давлении такие элементы и соединения, как водород, кремнезем, окислы магния, кальция, алюминия, имеют плотность, которая намного меньше, чем у вещества нижней мантии и ядра [83]. Была показана невозможность фазового перехода в породах мантии на границе ее с ядром. Так, Л. В. Альтшулер и И. И. Шарипджанов [1971 г.] установили, что совпадение геофизических характеристик нижней мантии и смеси плотно упакованных минералообразующих окислов наблюдается при воздействии сверхвысокого давления лишь при условии, что содержание окислов железа не превышает 14 вес. %.

Ядро по данным динамических экспериментов моделируется железоникелевым расплавом с содержанием легких компонентов 10—15 вес. %. Это наряду с данными о сжимаемости минералов дало основание Л. В. Альтшулеру и др. [1968 г.] прийти к заключению, что в центральной зоне планеты невозможно образование металлизированных силикатов и что состав ядра преимущественно железоникелевый. Таким образом, экспериментальная проверка гипотезы о слоистости Земли как следствии фазовых переходов вещества, доказав правильность идеи о существовании таких переходов, тем не менее выбила из-под самой гипотезы ее основу — фазовую природу границы ядро—мантия. Перспективы гипотезы железного ядра снова улучшились. На ее стороне оказались не только экспериментаторы, но и некоторые теоретики, например Д. Джекобс, В. Н. Жарков, О. Г. Сорохтин. Есть, однако, и ярые противники этой старой гипотезы, в их числе Б. Ю. Левин, Е. Н. Люстих, С. В. Маева. Они указывают, что образование железного ядра дает очень много тепла, от которого можно было бы избавиться лишь путем конвекции.

Ряд исследователей считают, что ядро сложено в основном (или отчасти) окислами железа, в том числе и гипотетическими (Fe_3O , Fe_2O). Имеет сторонников и точка зрения, согласно которой важное [53] или даже преобладающее положение [Ларин В. Н., 1975 г.] в составе ядра и нижней мантии занимают водородные соединения — гидриды. В общем, несмотря на почти полувековую борьбу гипотезы металлизированного ядра с гипотезой железного ядра, последняя не уступает своих позиций.

Итак, в разрезе Земли выделяются три основные геосферы: ядро, мантия и земная кора. По своей мощности земная кора несоизмеримо меньше, чем радиус ядра и мощность мантии, однако по сложности строения и происходящих в ней процессов, по зна-

чению для практической деятельности человека кора превосходит более глубокие геосферы.

Принимая во внимание те или иные свойства основных геосфер, исследователи несколько изменяют их объемы и границы, дают им новые названия и вкладывают иное содержание. Так, широко распространены системы геосфер, выделенных по их механическим свойствам или физическому состоянию. Например, В. Бухер предложил жесткую стереосферу и пластичную, текучую астеносферу; Э. Ог холодной, жесткой литосфере противопоставил раскаленную, огненную пиросферу; В. В. Белоусов назвал земную кору и верхнюю мантию, где, по его мнению, происходят процессы, обуславливающие все геологические явления на земной поверхности, тектоносферой. Некоторые из этих терминов прочно вошли в геологический язык. Они хорошо передают те или иные свойства основных геосфер и в надлежащих случаях применяются нами в дальнейшем повествовании. Однако в качестве главных мы рассматриваем геосферы (и термины) геофизической модели Земли: земная кора, мантия, ядро. Минимальные необходимые сведения о ядре были приведены выше. Поэтому здесь будет дано более подробное описание лишь мантии Земли и земной коры.

МАНТИЯ ЗЕМЛИ

Часть земного шара, заключенную между земной корой и ядром, сейчас принято называть мантией, хотя можно встретить в литературе и другие термины, например оболочка, каменная оболочка, промежуточный слой.

Выходы мантии на земной поверхности, даже на океаническом дне, до сих пор достоверно не известны; не достигнут этот слой и буровыми скважинами. Поэтому изучение мантии ведется исключительно косвенными методами. Основными при исследовании структуры и состояния мантии являются сейсмологические методы. Глубинные сейсмические зондирования и материалы регистрации сейсмических волн от крупных взрывов дают возможность изучать мантию лишь на ограниченных площадях и на малую глубину. Широко используются расчеты, основанные на комплексном применении данных ГСЗ и гравиметрии, в какой-то мере выявляющие плотностные неоднородности мантии. К изучению особенностей верхних горизонтов мантии привлекаются расчеты глубин магнитовозмущающих тел по магнитным аномалиям. Широкое развитие получили исследования структуры и состояния мантии с помощью магнитотеллурических зондирований, выявляющих зоны пониженного электрического сопротивления. Суждения о вещественном и петрографическом составе мантии основываются на данных петрологических, экспериментально-петрологических, петрофизических и геохимических исследований.

Мантия Земли уверенно расчленяется на три слоя: верхний, средний и нижний. По Б. Гутенбергу, границы между ними

постепенные, без скачкообразных изменений скорости (границы второго рода); два верхних слоя обычно объединяются в верхнюю мантию.

Нижняя мантия (слой D)

Нижняя мантия отличается от прилегающей части верхней мантии значительно меньшими градиентами скорости и плотности, а также очень высокими значениями скорости продольных и поперечных волн. Давно существовали сейсмологические данные о том, что сейсмические скорости в нижней мантии с глубиной нарастают не так равномерно, как это следует из обобщенной кривой. Л. П. Винник, А. А. Лукк [1975 г.] и А. В. Николаев [1970 г.] на большом материале показали, что на глубинах 920, 1300, 1680, 2000 и 2540 км наблюдаются повышенные градиенты скорости. Кроме того, они утверждают, что нижняя мантия неоднородна и в горизонтальном направлении. По В. А. Калинин и Н. А. Сергеевой [1975 г.], нижняя мантия состоит из двух слоев: однородного верхнего в интервале 1000—2500 км и неоднородного нижнего 2500—2900 км. На глубинах 1000—1400 км выявляется понижение скорости сейсмических волн в мантии под континентами по сравнению со скоростью под океанами; возможны, хотя и не достоверны, их различия глубже 2500 км [72]; кровля и подошва нижней мантии, очевидно, имеют неровности [Алешин А. С., Винник Л. П., 1975 г.].

Верхняя мантия (слои В и С)

В последние годы появилось много работ по структуре верхней мантии, основывающихся на материалах сейсмологических исследований и данных ГСЗ. Интерпретация сейсмических данных ведется путем подбора моделей, наиболее соответствующих наблюдаемой картине распределения скорости. При этом нередко получают большое число вариантов, сходных в общих чертах, но различающихся в деталях. Большинству вариантов соответствует расчлененная мантия, однако число слоев и глубина разграничивающих их поверхностей различны. Это зависит от детальности исследований, методики анализа, идей авторов и, вероятно, от различия структуры мантии в разных районах.

Один из наиболее детальных скоростных разрезов верхней мантии на базе сейсмологических наблюдений опубликовал А. А. Лукк [40]. Разрез построен по записям землетрясений Памиро-Гиндукушской эпицентральной зоны на профиле станций Памир—Лена протяженностью 3500 км (рис. 37). По продольным волнам разрез отчетливо разделяется на три части (не считая самой верхней, соответствующей земной коре). Верхняя ограничена поверхностью Мохо ($v_p=8,0$ км/с), отличающейся резким скачком скорости, и уровнем 400 км, ниже которого отмечается резкое возрастание градиента скорости. Средняя часть разреза прослеживается до глубины 780 км. Ниже 780 км градиент ско-

Рис. 37. Скоростной разрез мантии [40].

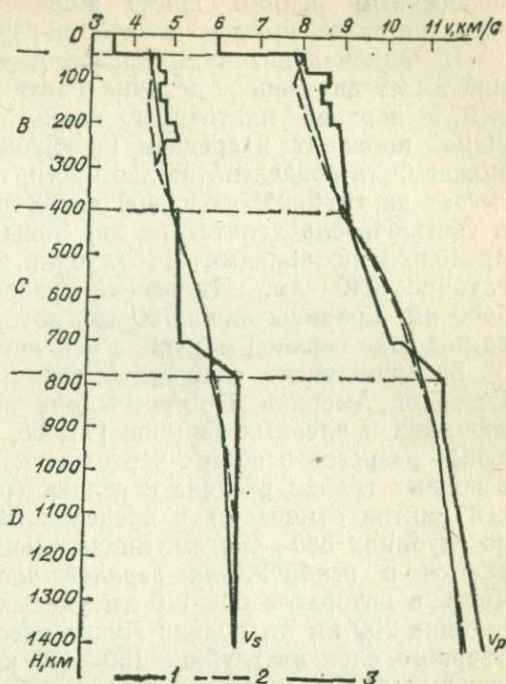
1 — по Х. Джефрису; 2 — по Б. Гутенбергу; 3 — по А. А. Лукку.

рости сначала убывает до нуля и скорость остается постоянной (11,4 км/с), а глубже 900 км градиент снова становится значительным, но все же меньшим, чем в средней части разреза. Таким образом, нижняя часть разреза по своим свойствам соответствует нижней мантии — слою *D* модели Гутенберга — Буллена. Граница ее с верхней мантией фиксируется как граница второго рода на глубине 780 км. Средняя часть разреза мантии представляет собой слой *C* той же модели и обра-

зует нижний отдел верхней мантии, или среднюю мантию. Ее верхняя граница, также второго рода, располагается на глубине 400 км.

Верхняя часть мантии разделяется на две зоны границей, залегающей на глубине 200 км. Эта граница проявлена скачкообразным изменением скорости от 8,6 до 8,8 км/с, однако она выделяется не столько перепадом скорости, сколько расположением между двумя существенно разными по структуре зонами мантии. Нижняя зона характеризуется относительной однородностью и малым градиентом скорости: на 200 км глубины скорость изменяется от 8,6 до 9,05 км/с. Верхняя зона отличается многослойностью, неоднократным скачкообразным изменением скорости и в общем высоким их градиентом (от 8,0 до 8,6 км/с на 100 км). Характерной особенностью этой зоны является наличие слоя пониженной скорости в интервале глубин 110—150 км.

Разрез мантии, составленный по поперечным волнам, отличается некоторыми деталями. Слой *C* имеет даже меньший градиент скорости, чем слой *B*, и все увеличение скорости практически падает на нижний горизонт слоя, располагающийся в интервале 700—780 км. Эта особенность разреза подчеркивает единство верхней мантии до глубины 780 км. Часть слоя *B*, лежащая в интервале 200—400 км, по поперечным волнам представляется сложно построенной. В ней выделяются четыре слоя, два из которых отличаются существенным понижением скорости. Они охватывают интервал глубин от 240 до 390 км. Следовательно, по



поперечным волнам кроме волновода на глубине 110—150 км выделяется волновод и на глубине 240—390 км.

Из анализа описанных разрезов следует, что больше оснований имеет двучленное деление мантии и что граница между нижней и верхней мантией, по крайней мере на профиле Памир—Лена, проходит в среднем на глубине 780 км. Верхняя мантия может быть разделена на две части, граница между которыми залегает на глубине около 400 км. Верхний отдел верхней мантии в свою очередь делится на две зоны границей, зафиксированной продольными волнами на глубине 200 км, а поперечными — на глубине 240 км. Изученный разрез охватывает глубины до 1400 км. Границы ниже 780 км, которая могла бы быть принята за подошву верхней мантии, в нем нет.

Большое число скоростных моделей мантии предложено для Северной Америки. Построены они по записям сейсмограмм химических и ядерных взрывов [11, 58, 78]. Многие из этих скоростных разрезов в общих чертах сходны, и колебания в глубинах основных границ раздела невелики (рис. 38). Так, подошва верхней мантии отмечается в пределах 640—670 км, кровля слоя *C* — на глубинах 380—450 км. Значительно большие различия наблюдаются в изображении верхней части мантии — выше 200 км. Часто в интервале 60—170 км указывается волновод; границе на глубине 200 км по модели Лукка здесь отвечает подошва астеносферного слоя на глубине 150—170 км. Однако есть разрезы, на которых волновод отсутствует и наблюдается ступенчатое увеличение скорости с глубиной.

Многочисленные разрезы мантии построены по поверхностным волнам. Они часто обобщают данные по обширным наземным и водным регионам и мало различаются на глубинах более 200 км. Так, под океанами и под различными тектоническими элементами материков указываются границы раздела на глубинах 220, 320 и 410 км [11, 29]. Выше границы 220 км, как правило, располагается зона пониженной скорости; верхняя граница этой зоны находится на разной глубине: около 120 км под Канадским щитом, 50—60 км под Тихим океаном, 80 км под Альпами. Положение нижней границы волновода также определяется неоднозначно. По К. Аки и Ф. Прессу, под Тихим океаном она отмечается на глубине 250 км. Есть также сведения, что скорость каналовых волн под океанами несколько ниже, чем под континентами [11]. В верхних 50 км литосферы скорость поперечных волн под Атлантическим и Индийским океаном меньше, чем под Тихим.

По поперечным волнам глубина залегания кровли волновода составляет 140 км под щитами, 100 км под тектонически активными областями, 70 км под океанами. Подошва этой зоны располагается на глубинах соответственно 350, 390, 360 км. Таким образом, мощность волновода по данным анализа поперечных объемных волн оказывается вдвое больше, чем по результатам изучения поверхностных волн. При этом скорость v_s уменьшается под щитами от 4,75 до 4,55 км/с, под тектонически активными

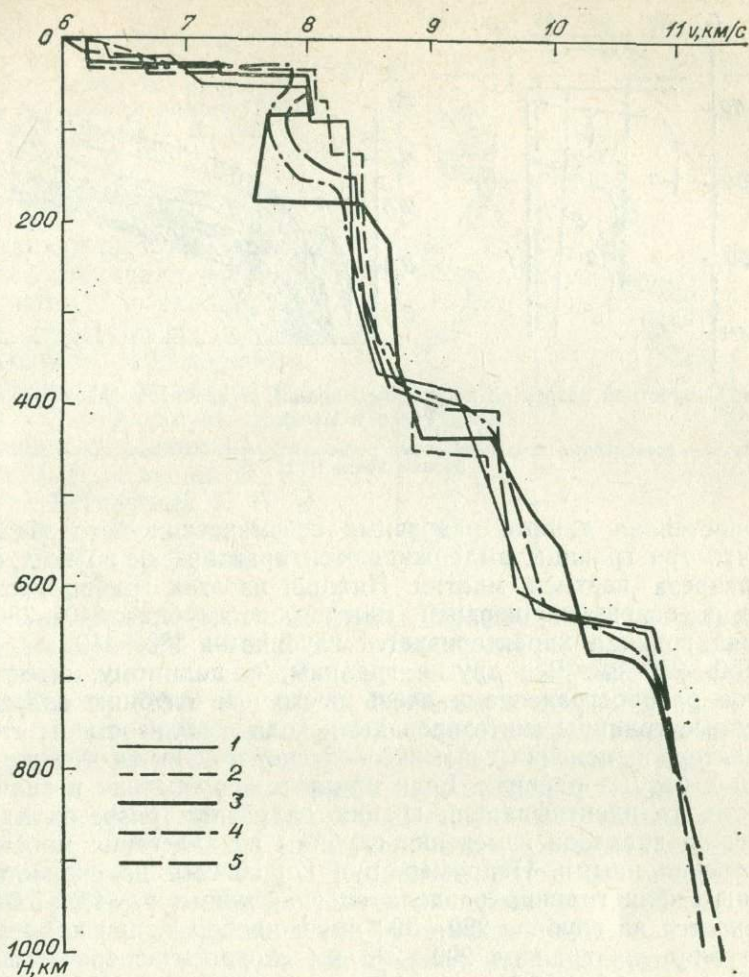


Рис. 38. Скоростной разрез мантии.

1 — [Green R., Hales A., 1968 г.]; 2 — [Lewis B., Meyer R., 1968 г.]; 3 — [Helmberger D., Wiggins R., 1971 г.]; 4 — [Johnson L., 1969 г.]; 5 — [Archaibeau C. а. о., 1969 г.].

областями от 4,60 до 4,50 км/с, под океанами от 4,60 до 4,45 км/с, а в интервале глубин 70—125 км даже до 4,30 км/с. Л. Кнопов [12] подчеркивает еще более резкие различия геотектонических зон по скоростным разрезам мантии (рис. 39). Под щитами слой пониженной плотности иногда совсем отсутствует, а под океанами он залегает на глубинах 40—50 км при уменьшении скорости v_s на 0,5—0,6 км/с. Под горными поясами и рифтами отмечается пониженная скорость поперечных волн начиная от самой кровли мантии. Отчетливо проявляется различие тектонических элементов по изменению фазовой скорости волн Релея в мантии.

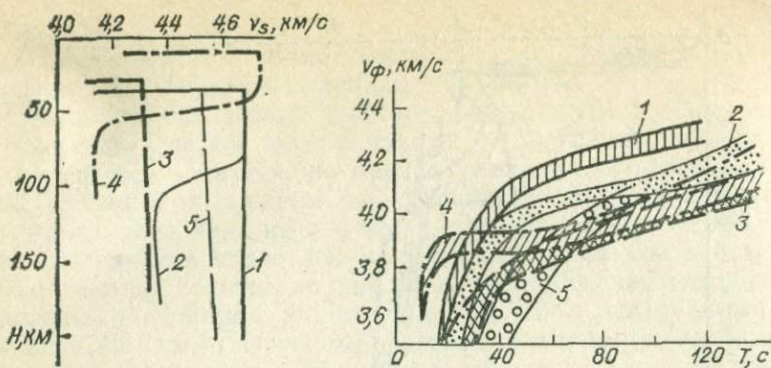


Рис. 39. Скоростной разрез по поперечным волнам и диапазон фазовой скорости волн Релея в мантии.

1 — щиты; 2 — асейсмичные континентальные регионы; 3 — рифтовые зоны; 4 — океаны; 5 — горные пояса [12].

Сопоставляя данные различных сейсмических методов, находим, что три границы выдерживаются практически во всех моделях разреза верхней мантии. Нижняя из этих границ располагается в основании верхней мантии; ее глубина 640—780 км. Средняя граница характеризуется глубинами 380—410 км, верхняя 150—220 км. Все другие границы, по-видимому, имеют локальное распространение и очень несходные глубины залегания. Указанные границы синтезированы исходя из близости их глубин и характера изменения сейсмической скорости выше и ниже этих границ в разных районах. Если принять во внимание и значения скорости, то идентификация границ на разных разрезах и соответственно диапазон изменения глубины их залегания могут быть существенно иными. Например, при корреляции по скорости поперечных волн граница раздела со значениями $v_s = 4,8 \div 5,0$ км/с оказывается на глубине 220—320 км, и наоборот, при корреляции по глубине на границе 200—220 км скорость поперечных волн изменяется от 4,5 до 5,0 км/с.

Латеральные неоднородности верхней мантии отчетливо проявляются в особенностях затухания сейсмических волн. Коэффициент затухания Q , характеризующий добротность мантии, изменяется от десятков до тысяч единиц [12]. Он аномально мал в районах Тибета, Тянь-Шаня, Южного Забайкалья, хр. Гаккеля, моря Лаптевых и Охотского. Низкой добротностью выделяются также срединно-океанические хребты, внутренние части островных дуг, районы активных неотектонических движений. Добротность мала в зонах пониженной скорости в мантии и велика ниже и выше этих зон [Винник Л. П., Лукк А. А., 1975 г.]. Таким образом, намечается латеральная и вертикальная неоднородность мантии. Анализ остаточного времени пробега сейсмических волн, колебаний их скорости, отклонений мощностей коры от нормальной, перераспределения масс пород вследствие влияния топогра-

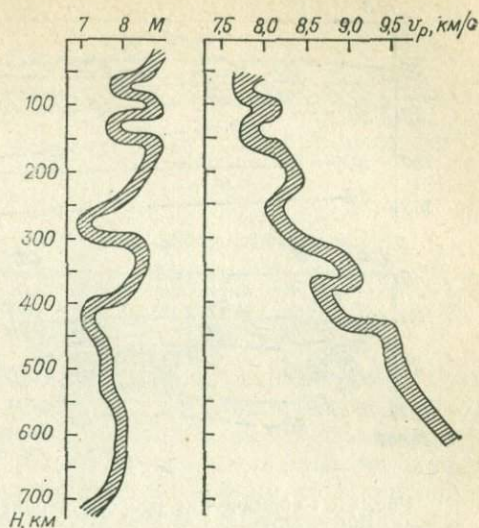
Рис. 40. Изменение максимальной магнитуды землетрясений с их глубиной и скоростной разрез мантии по продольным волнам [Тараканов Р. З., Левый Н. В., 1969 г.].

фических факторов, поведения геопотенциала и теплового потока в глобальном плане указывает на неоднородность их распределения, не зависящую от земной коры и обусловленную неоднородностью мантии [Абрамович И. И., Клушин И. Г., 1978 г.; Бугаевский Г. Н. и др., 1971 г.; Алексеев А. С. и др., 1977 г.; Toksöz M. a. o., 1969 г.].

Неоднородность мантии находит отражение и в ее полиастено-сферном характере в области островных дуг, т. е. в наличии здесь нескольких зон пониженной скорости. Так, по Р. З. Тараканову и Н. В. Левому [1969 г.], в зоне Курильской островной дуги выделяются четыре слоя пониженной скорости продольных волн: на глубинах 60—90, 120—160, 220—300 и 370—430 км (рис. 40). Эти глубины характеризуются также наибольшим поглощением энергии, затуханием амплитуды волн, высоким отношением v_p/v_s . Как указывают многие исследователи, интерпретация сейсмограмм позволяет дать несколько вариантов строения мантии, существенно различающихся по количеству слоев, их глубинам и даже по общей характеристике основных подразделений.

Неоднородность мантии, по крайней мере ее верхних горизонтов до глубин 100—150 км, подтверждают и данные глубинных сейсмических зондирований [36, 78 и др.]. В последние годы перестройка ряда профилей ГСЗ в изолиниях скорости привела к выявлению во многих районах в интервале глубин 50—100 км маломощных (10—25 км) зон пониженной и повышенной скорости (рис. 41); падение скорости продольных волн составляет 0,2—0,5 км/с. Изменение скорости в горизонтальном направлении более контрастно в горных складчатых областях по сравнению с платформами. Под платформами мантия отличается более высокими значениями сейсмической скорости [66].

Неоднородность мантии подтверждается и результатами гравиметрии: расчетами глубин по аномалиям и сопоставлением гравиметрических и сейсмических данных. Расхождение в некоторых районах (Курило-Камчатская островная дуга, Прибайкалье и др.) теоретической кривой Δg , рассчитанной по сейсмическому разрезу, с наблюдаемым аномальным полем силы тяжести боль-



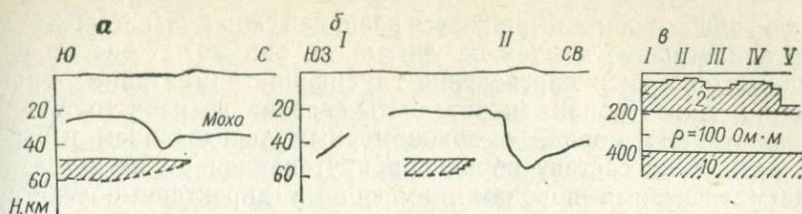


Рис. 42. Зоны повышенной электрической проводимости в мантии.

Впадины: а — Южно-Каспийская, б — Венгерская (I — Динариды; II — Карпаты) [72]; в — Запад США (I — Провинция Бассейнов и Хребтов; II — складчатый пояс Уосатч; III — плато Колорадо; IV — Южные Скалистые горы; V — Великая равнина) [Porath H., 1971 г.].

проводимости. Эти зоны в общих чертах пространственно соответствуют волноводам, но в некоторых случаях существенно отличаются глубиной расположения, очевидно, имея несколько иную природу. Зоны повышенной проводимости выявлены во многих регионах мира. Такие зоны мощностью 20—30 км зафиксированы в Прибайкалье, под Вилюйским прогибом, Южно-Каспийской и Венгерской впадинами (на глубинах 40—60 км) [72; Левадный В. Т. и др., 1974 г.]; в Северной Америке проводящий слой находится на глубине от 27 до 160 км и имеет очень неровную кровлю (рис. 42). Она воздымается под горными районами и понижается под плато, межгорными впадинами и особенно под равниной Северо-Американской платформы. При залегании подошвы слоя примерно на одной глубине (около 200 км) его мощность изменяется от 30 до 170 км [Porath H., 1971 г.]. В Средней России и в Южном Верхоянье зона повышенной проводимости прослеживается на глубинах 200—250 и 300—380 км [Харин Е. П., Штех Г. И., 1974 г.]. На северо-западе Русской платформы зона низких сопротивлений залегает на глубине 200—400 км. По В. Т. Левадному, на территории Европы и Азии глубина до проводящего слоя изменяется от нескольких десятков до 100—150 км.

Приведенные данные в совокупности с тектонической активностью земной коры, что немислимо без движений в мантии, могут расцениваться как достаточно веское доказательство неоднородности мантии не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Универсальные разрезы мантии могут быть получены лишь для ее наиболее крупных особенностей. Детали же, в том числе и внутримантийные границы, имеют скорее всего не глобальное, а региональное и даже локальное распространение. Переносить выводы о строении одного региона на другой в отношении мантии столь же малоперспективно, как и в отношении тектоники или стратиграфии. К выводу о невозможности создать удовлетворительный единый стандартный разрез мантии для всей Земли приходят и многие сейсмологи [43].

Представляют интерес данные по изучению анизотропии верхней мантии [Чесноков Е. М., 1977 г.]. В районе Гавайских островов и к юго-западу от Лос-Анджелеса в пределах Тихого

океана анизотропия выражается разницей скорости 0,27—0,34 км/с. Если анизотропию мантии не учитывать, она может внести существенные ошибки в определение глубин внутримантийных границ раздела. Анизотропия может быть связана со слоистостью или сланцеватостью пород, с закономерным чередованием изотропных, разных по составу пород при крутонаклонном их залегании, с магматическими породами, имеющими директивные текстуры, с перепадом давления в разных направлениях во время измерений; эффект анизотропии может быть получен и в однородной среде при линейных формах рельефа и т. п.

Итак, мантия представляет собой сложную оболочку Земли с многоступенчатым расчленением. Подразделениями наиболее высокого ранга являются нижняя и верхняя мантии, граница между которыми, очевидно, проходит в разных регионах на разных глубинах. Верхняя мантия состоит из двух слоев, различающихся по градиенту скорости и по прохождению в них поперечных волн. Верхний слой верхней мантии в свою очередь характеризуется многослойностью, сложным латеральным распределением скорости и приуроченностью к нему волновода продольных и поперечных волн. В нижнем слое волновод обычно обнаруживается лишь по поперечным волнам.

В настоящее время разрез мантии по значениям скорости не унифицирован. На коррелируемых (главным образом по глубинам) внутримантийных границах разница скорости достигает 0,3—0,5 км/с. Это означает, что равноскоростные границы в мантии имеют сложный рельеф с амплитудами в десятки и даже сотни километров, что слои мантии сильно изменчивы по мощности и нередко, вероятно, выклиниваются. По своей разнородности мантия, по крайней мере верхний отдел верхней мантии, не уступает земной коре. Нижняя мантия, очевидно, также является неоднородной и расслоенной, однако данные о ее структуре пока чрезвычайно скудны.

Состав мантии

В первой половине XX в. среди геологов наибольшей популярностью пользовались представления о различии состава мантии на разных уровнях. Таковы представления В. М. Гольдшмидта о сульфидно-окисной нижней части мантии и эклогитовой — верхней, Г. Вашингтона — о перидотитовом составе верхней части мантии, ферро- и литоспорическом составе ее нижней половины. Ферро-спорическая зона мыслилась областью спорадического развития металлов в силикатной массе, а литоспорическая — силикатов в металлической массе. В. М. Гольдшмидт в 1922 г. указал, что при уменьшении давления из эклогита может образоваться базальтовая магма.

Однако в то же время, еще задолго до работ В. Н. Лодочникова и В. Рамзея, появились утверждения, что главной причиной расслоенности мантии является изменение физического со-

стояния вещества под влиянием температуры и давления, перегруппировка молекул и атомов с образованием все более плотно упакованных частиц. Г. Линк в 1924 г. обосновывал предположение, что с глубиной силикаты становятся все более простыми по строению молекул и на глубинах более 2400 км вытесняются окислами, сульфидами и другими двойными соединениями. Но наряду с фазовыми переходами идет обеднение недр на глубине алюминием, кальцием, калием, натрием и обогащение тяжелыми металлами [4].

Начиная с 50-х годов возможности изучения состава и состояния вещества мантии сильно расширились. В настоящее время для этого широко используются следующие методы: 1) прямое изучение фазовых переходов при статическом высоком и сверхвысоком давлении, 2) косвенное исследование аналоговых соединений — сравнительно-кристаллохимическое и термодинамическое, 3) динамические, или ударно-волновые, 4) экспериментально-петрологические, 5) изучение ксенолитов в глубинных породах, 6) физико-теоретические.

Прямые статические методы позволяют изучить минералы или горные породы при давлении и температуре, соответствующих глубинам до 600 км. Косвенные методы дают возможность составить суждение о характере соединений в нижней мантии. Динамические методы поставляют более определенные данные о поведении веществ в низах верхней мантии и в нижней мантии. Эксперименты по плавлению и кристаллизации различных пород и систем химических соединений показывают возможный ход процессов плавления и дифференциации мантийного вещества, главным образом в верхней мантии. Изучение ксенолитов дает представление о составе верхних слоев мантии, включая область волновода, а теоретические физические расчеты позволяют проверить некоторые экспериментально полученные выводы или экстраполировать их в область, пока недостижимую для эксперимента. Разумеется, важнейшей базой для интерпретации результатов перечисленных методов являются хорошо обоснованные скоростной и электрический разрезы мантии, а также распределение ее упругих и плотностных свойств по вертикали и латерали.

Химический и минеральный состав мантии выводят из первичного хондритового, ахондритового, перидотитового, пироп-перидотитового, эклогитового или пиролитового состава. В зависимости от исходного материала петрологические модели мантии несколько различаются.

Многие исследователи исходят из того, что с глубиной в мантии увеличивается количество железа. Однако, как показывают теоретические расчеты [83], для объяснения установленного в мантии распределения плотности в таком предположении нет необходимости. Например, плотность мантии близ границы с ядром составляет $5,5 \text{ г/см}^3$. При тех же условиях, т. е. при давлении $1500 \cdot 10^8 \text{ Па}$, плотность кремнезема равна 5,689, глинозема 5,450, окиси кальция 6,776, окиси магния 5,358 г/см^3 . Плотность окис-

лов и сульфидов железа там же превосходит $8,0 \text{ г/см}^3$. С увеличением содержания железа в породах снижается скорость сейсмических волн. Естественно, что сколько-нибудь значительная примесь соединений железа в нижней мантии приведет к несоответствию ее плотностного и скоростного разрезов. Результаты динамических опытов пока не дают ответа на вопрос, какого состава горные породы наиболее близки к веществу мантии. По одним данным это могут быть габбро, по другим — дуниты (см. рис. 19). При этом возможны фазовые переходы на глубинах около 400 км и 900 км.

Экспериментальные и теоретические работы А. Рингвуда, Дж. Кеннеди, И. А. Островского, В. А. Магницкого, Ю. С. Геншафта, С. Акимото, Д. Андерсона, Т. Аренса и других исследователей [12, 86 и др.] по изучению поведения различных минеральных и химических систем в широком диапазоне температуры и давления подтверждают химико-минералогическую модель мантии, предложенную А. Рингвудом [58].

В верхней мантии до глубины 350 км преобладают минеральные ассоциации, содержащие оливин, пироксены и гранаты (пиролиты). Эти ассоциации не остаются постоянными, так как с увеличением давления плагиоклазы становятся неустойчивыми и распадаются на гранаты, кианит, кварц. Ортопироксены все более замещаются клинопироксенами. На глубине 100—120 км существенное развитие получают гранаты [12, 86]. По С. Акимото, соотношения минеральных ассоциаций сильно зависят от химического состава мантии [12]. В интервале 150—350 км мантия, по А. Рингвуду, состоит на 57 % из оливина $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$, 17 % ортопироксена $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$, 12 % клинопироксена $(\text{Ca, Mg, Fe})_2\text{SiO}_6 \cdot \text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ и 14 % пироба $(\text{Mg, Fe, Ca})_3(\text{Al, Cr}) \cdot \text{Si}_3\text{O}_{12}$. Д. Андерсон, Ч. Сэммис и Т. Джордан [58] считают, что сейсмическим данным гораздо лучше отвечает верхняя мантия, состоящая из 40 % оливина, 50 % пироксена и 10 % граната. На указанный интервал приходится зона низкой скорости, в которой, по мнению большинства исследователей, вещество частично (от 1 до 6 %) расплавлено. Ю. С. Геншафт [86] и другие ученые, однако, указывают на возможность понижения скорости сейсмических волн вследствие термодинамической нестабильности или искажения кристаллической решетки минералов в этой зоне. Л. Эдъед связывал наличие волновода с развитием в его пределах пород более кислого состава, промежуточного между основным и ультраосновным.

В интервале глубин 350—420 км, где резко возрастает градиент скорости, осуществляются фазовые переходы оливина в его шпинелеподобную (по структуре) фазу — рингвудит, обозначаемый γ - $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$, а рингвудита — в мейджорит β - $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$, отличающийся от шпинелевого оливина более низкой симметрией. Переход оливина в рингвудит начинается при давлении $109 \cdot 10^8 \text{ Па}$ и сопровождается повышением плотности на 10 %. Превращение рингвудита в мейджорит (β -оливин) проис-

ходит при давлении $(116 \div 118) \cdot 10^8$ Па, при этом плотность увеличивается на 8 % и молекулы оливина обогащаются магнием до 0,8 от суммы магния и железа. В этом же интервале глубин отмечается переход пироксенов в гранаты, образующие непрерывный ряд твердых растворов от пиропа $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ до граната состава $Mg_3(Mg, Si)Si_3O_{12}$. Указанные фазовые переходы обеспечивают увеличение скорости на 0,7 км/с, что соответствует сейсмическим данным.

В интервале 450—650 км фазовые превращения не устанавливаются. Мантия здесь на 57 % сложена мейджоритом, на 39 % — сложного состава гранатами и на 4 % — жадеитом.

На глубине 650—670 км [$p = (200 \div 300) \cdot 10^8$ Па] мейджорит переходит в фазу со структурой плюмбата стронция, пироп изменяет структуру на ильменитовую, кальциевые гранаты приобретают структуру перовскита, а жадеит распадается на образование со структурой феррита кальция и стишовит. При этом кислород находится в шестерной координации с кремнием. Рассматриваемая минеральная ассоциация по плотности соответствует изохимической смеси окислов MgO , FeO и SiO_2 (стишовита). Фазовые превращения повышают скорость сейсмических волн на 1,0 км/с.

В верхней части нижней мантии, на глубине от 700 до 1000 км, на основе расчетов по аналогичным соединениям предполагается преобладание оливина со структурой плюмбата стронция и пироксена с ильменитовой структурой (55 %), а также твердых растворов $(Mg, Fe)SiO_3$ и $(Al, Cr, Fe)Al_2O_3$ со структурой типа ильменита (36 %); около 6 % составляет пироксен $CaSiO_3$ с перовскитовой структурой.

Нижняя мантия в интервале от 1000 до 2900 км сложена пироксенами с перовскитовой структурой, оливином $(Mg, Fe)_2SiO_4$ и нефелином $NaAlSiO_4$ со структурой типа феррита кальция и алюмохромжелезистыми соединениями $(Al, Cr, Fe)Al_2O_3$ со структурой феррита кальция. По Т. Аренсу [12], в нижней трети мантии пироксены и гранаты получают структуру перовскита, а плюмбато-стронциевая фаза оливина — структуру K_2NiF_4 .

Д. Андерсон с соавторами [58] приходят к выводу, что нижняя мантия имеет не пиролитовый, а преимущественно пироксеновый состав и что содержание железа в ней значительно выше, чем в верхней мантии. Они подчеркивают, что кристаллические решетки рутила, граната, шпинели и периклаза не удовлетворяют физическим условиям в нижней мантии. Повышенную электропроводимость слоя *C* верхней мантии В. А. Магницкий [1965 г.] объясняет постепенным переходом от преобладающего ионного типа связи в слое *B* к ковалентным связям в слое *D*. Такого рода переходы наблюдаются при изменении давления и температуры, например, у серого и белого олова, фосфора.

В общем мантия представляется химически почти однородной, но расслоенной на зоны с разными минеральными ассоциациями, каждая из которых характеризуется своими кристаллохимическими особенностями, типом кристаллических структур.

Верхний отдел верхней мантии по преимуществу пиролитовый, с оливиновой структурой. Нижний отдел верхней мантии гранат-оливиновый с шпинелевой (рингвудит), нарушенной шпинелевой (мейджорит), перовскитовой, ильменитовой структурами минералов. Нижняя мантия шпинель-пироксен-оливиновая со структурами минералов типа плюмбата стронция, ильменита, перовскита, феррита кальция и K_2NiF_4 . Нижний отдел верхней мантии, таким образом, представляет собой область существенных и сложных фазовых переходов. Т. Аренс назвал часть этого отдела, заключенную между зонами переходов, шпинелевой зоной, а нижележащую часть нижней мантии — зашпинелевой зоной.

Особого внимания заслуживают данные о составе верхнего отдела верхней мантии. Гипотезы о мантии, химически и петрографически тождественной земной коре, но отличающейся от нее более высокой плотностью, в настоящее время не поддерживаются, поскольку они противоречат экспериментальным петрофизическим данным. До недавнего времени популярностью пользовалась эклогитовая гипотеза, согласно которой мантия сложена эклогитами, которые при понижении давления переходят в базальты, слагающие нижнюю часть земной коры. Эта гипотеза привлекала простотой объяснения многих геотектонических явлений, таких как новейшие поднятия, обусловленные образованием корней гор, океанизация и деокеанизация земной коры и др. Выяснилось, однако, что для перехода базальтов в эклогиты необходимо давление не менее $15 \cdot 10^8$ Па. Следовательно, под океанами и под большей частью территории континентов переход базальтов в эклогиты невозможен. Кроме того, А. Рингвудом и Д. Грином [54] было установлено, что эклогиты, если они образуются, остаются устойчивыми при тех значениях температуры и давления, которые характеризуют земную кору на всю ее мощность; они даже более устойчивы, чем базальты. Но если эклогиты слагают земную кору, то необъяснимы наблюдаемые значения скорости и расчетные значения плотности в базальтовом слое и совсем непонятно возникновение поверхности Мохо. Большинство глубинных ксенолитов представлено перидотитами, а не эклогитами, что, очевидно, указывает на подчиненное положение эклогитов в мантии.

В. А. Кутолин [1977 г.] путем статистического анализа показал, что близость с базальтами по химическому составу наблюдается лишь у эклогитов из метаморфических комплексов земной коры. Эклогиты из глубинных ксенолитов отличаются от базальтов по своему составу. А. Рингвуд и Д. Грин пришли к заключению, что в верхней мантии из эклогитов скорее выплавится магма андезитового, чем базальтового, состава. Таким образом, эклогитовая гипотеза не выдерживает испытания фактами, тем не менее некоторые ученые считают ее равновероятной с пиролитовой.

Все большее признание получает перидотитовая гипотеза, согласно которой верхняя мантия состоит в основном из перидотитов. Старые возражения против нее, базировавшиеся главным

Типы верхней мантии [23]

Общий состав	Фашии под поверхностью Мохо		
	Гранат-пироповая	Шпинель-пироксеновая	Анортит-форстеритовая
Ультраосновной (лерцолитовый)	Ia. Пироп-перидотитовый (Кимберли) Ib. Эклогит-пироп-перидотитовый («Мир») Iv. Гроспидит-пироп-перидотитовый («Удачная»)	III. Шпинель-перидотитовый (Минуса, Приморье, Австралия)	VI. Плаггиоклаз-верлитовый, шпинель-лерцолитовый (океанические острова)
Промежуточный слабо дифференцированный [базит—гипербазиты (ультрамафиты)]	IIa. Перидотит-гроспидитовый («Загадочная») IIб. Перидотит-гроспидит-эклогитовый (Роберто-Виктор) IIв. Перидотит-эклогитовый (Урал)	IV. Шпинель-пироксенит-перидотитовый («Обнаженная», Минуса?, Забайкалье)	VII. Анортит-пироксенит-перидотитовый, обычно с амфиболом (Казахстан, Тянь-Шань, Ичиномегата)
Основной или промежуточный дифференцированный [базиты + гипербазиты (ультрамафиты)]		V. Гранат-шпинель-пироксенитовый (Гиссар, Памир)	VIII. Верлит-горнблендит-троктолитовый (островные дуги типа Курил)

образом на том, что из перидотита трудно получить базальтовый расплав, отпали. Эксперименты Г. Йодера, К. Тилли [1965 г.] по плавлению смесей ультраосновного состава и А. П. Виноградова [1962 г.] с зонной плавкой показали, что перидотиты в зависимости от давления, температуры, содержания воды и тонких различий в их химическом составе могут дать начало расплавам очень разного состава, вплоть до кислых. Многие считают, что лучше других по своим свойствам отвечает веществу мантии гранатовый перидотит [54; Лутц Б. Г., 1975 г.].

В. А. Кутолин [1977 г.] указывает, что соотношение перидотитов, пироксенитов и эклогитов среди ксенолитов в кимберлитах равно 18:1:1. Но если внести поправку за то, что эклогиты и пироксениты в расплаве щелочного базальта дезинтегрируются в 10 раз сильнее, чем перидотиты, то это отношение станет равным 2:1:1. Отсюда следует, что по валовому составу верхняя мантия аналогична оливиновым вебстеритам. Гранатовый вебстерит — исходное недифференцированное вещество мантии. Вебстерит соответствует смеси 40 % перидотита и 60 % базальта.

В. С. Соболев, Н. В. Соболев [23], Б. Г. Лутц [1975 г.] и другие исследователи на основании анализа ксенолитов из основных и ультраосновных пород пришли к выводу, что мантия в своей верхней части имеет разнородный петрографический и химический состав. По составу она подразделяется на восемь типов и ряд подтипов (табл. 2). Предполагается, что породы мантии I типа образовались при давлении $18 \cdot 10^8$ Па на глубине около 70 км, до того как денудацией здесь было уничтожено сверху 30—40 км земной коры. Формирование пород остальных типов мантии примерно соответствует их современному положению. На значительных глубинах в мантии преобладают ультраосновные породы [23], весьма богатые оливином и содержащие гранат пиропового состава, а также разновидности эклогитов (в подчиненном количестве).

Представляется правдоподобной гипотеза, согласно которой верхняя часть верхней мантии под континентами до глубин 80—100 км основнее, чем нижняя. Под океанами же мантия более однородна и по составу одинакова со своей нижней частью [58]. Ф. Бойд и И. Мак-Грегор [54] на основании петрологических данных заключили, что под океанами мантия сверху сложена шпинелевым пиролитом, на глубине от 50 до 140 км — форстеритом с глиноземистым пироксеном, еще ниже состав ее аналогичен составу под континентами — гранатово-перидотитовый. Л. В. Дмитриев, А. В. Уханов [1972 г.] и другие авторы, напротив, отрицают различие верхней мантии под континентами и океанами. Несмотря на кажущееся многообразие гипотез о составе верхнего отдела верхней мантии, почти все они по существу являются вариациями гипотезы об ультраосновном его составе.

Приведенный минералого-кристаллохимический разрез мантии представляет собой лишь грубую обобщенную схему. Очевидно нельзя дать универсального, единого разреза мантии для всего

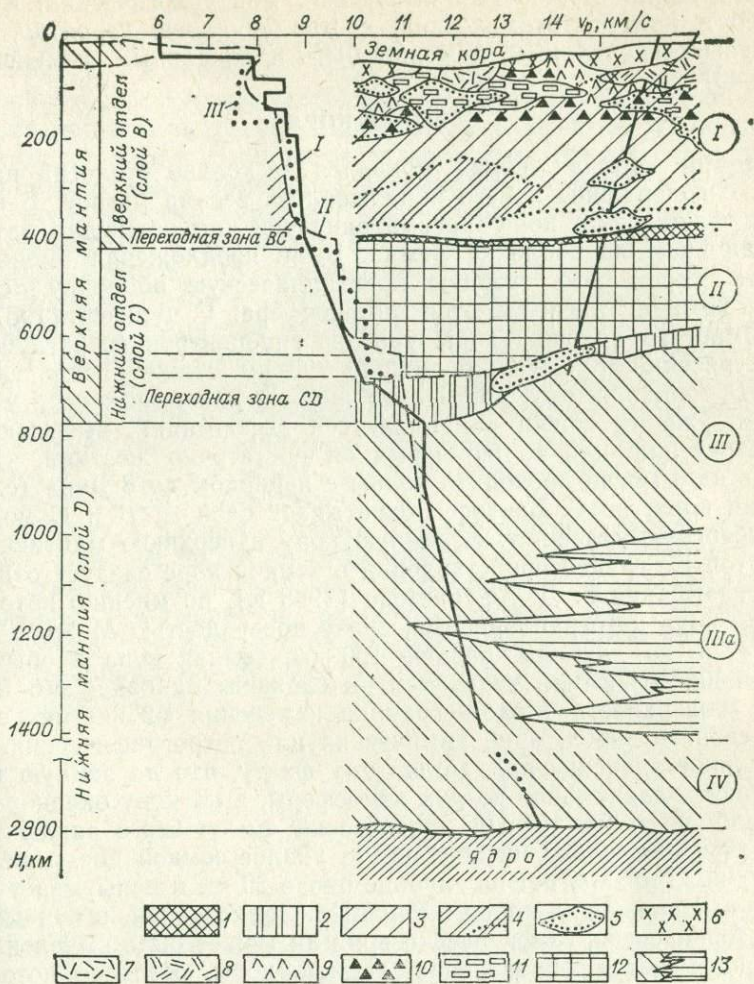


Рис. 43. Минералого-петрологическая модель [23, 58 и др.] и скоростной разрез мантии [40 и др.]

Зоны фазовых переходов: 1 — пироксен → гранат и оливин → рингвудит → мейджорит (структура шпинелевая и нарушенная шпинелевая), 2 — мейджорит → оливин со структурой Si_2PbO_4 , гранат → соединения с ильменитовой и перовскитовой структурой; 3 — астеносфера по поперечным волнам; участки астеносферы: 4 — с наибольшим понижением скорости v_p , 5 — с пониженной скоростью v_p ; мантия: 6 — шпинель-перидотитовая, 7 — гранат-шпинель-пироксенитовая, 8 — высокоглиноземисто-пироксенитовая, 9 — пироп-перидотитовая, 10 — гранат-перидотитовая, 11 — эклогитовая; 12 — нижний отдел верхней мантии; 13 — нижняя мантия разного состава.

График v_p : I — по А. А. Лукку, II — по К. Арчамбо, III — по Д. Гельмбергеру и Р. Виггинсу.

Преобладающие минералы (цифры в кружках): I — оливин 40—57, пироксен 29—40, пироп 10—14 %, II — мейджорит 57, гранаты (с кремнием шестерной координации) 39, жадеит 4 %, III — оливин (со структурой пломбата стронция) 55, твердые растворы пироксена и алюмохромжелезистой «шпинели» (с ильменитовой структурой) 36, пироксен (со структурой перовскита) 6,5, нефелин (со структурой феррита кальция) 2,5 %, IIIa — пироксен до 80 %, IV — пироксен и гранаты (со структурой перовскита), оливин (со структурой K_2NiF_4), окислы железа.

земного шара. Мощность, химический, минералогический, а возможно и кристаллохимический, состав ее слоев, вероятно, подвержены региональным, а может быть и локальным, изменениям (рис. 43).

ЗЕМНАЯ КОРА

Термин «земная кора» появился несколько столетий назад. Однако содержание в него вкладывалось весьма разное. В гипотезах флюидизма кора рассматривалась как остывшая затвердевшая внешняя оболочка Земли. Были предложения именовать земной корой всю твердую кристаллическую оболочку Земли, ниже которой располагается астеносфера. Г. Беньоф [1957 г.] принимает за подошву коры уровень гипоцентров сверхглубоких землетрясений, т. е. глубину около 700 км. Ниже располагается слой *D*, «по-видимому, достаточно жидкий или пластичный, чтобы в нем уже не могли накапливаться деформации, вызывающие землетрясения, и в то же время он достаточно жесткий, чтобы сквозь него могли проходить волны с периодом до 8 мин» (с. 85). Земная кора, по Г. Беньофу, охватывает слои *A*, *B* и *C* модели Гутенберга—Буллена, т. е. земную кору и верхнюю мантию.

К той же группе представлений о земной коре следует отнести и высказывания Г. Д. Афанасьева [1968 г.], по мнению которого земная кора не ограничивается снизу поверхностью Мохо, а простирается до глубины больше 100 км; земная кора в обычном понимании и верхняя часть мантии сложены одинаковыми породами; поверхность Мохо—граница изменения физико-механических свойств пород, а не химических или петрографических. Существенное значение придается тому факту, что на земную кору континента давит лишь воздух атмосферы, а на кору океанов еще и столб воды $0,6 \cdot 10^8$ Па. Физический смысл этого заключения непонятен, поскольку на континенте аналог земной коры океанических впадин залегает на глубине около 20 км и испытывает давление вышележащих пород $5,5 \cdot 10^8$ Па. Земная кора, в понимании Г. Д. Афанасьева, геофизически вряд ли может быть выделена.

Предлагаются определения земной коры, согласно которым сама кора теряет свои очертания. Таково, например, определение коры как арены взаимодействия эндогенных и экзогенных сил, области, где идут геохимические процессы. К такой же неопределенности объема земной коры ведет и предложение считать за ее подошву наиболее резкую сейсмическую границу [Булин Н. К., 1977 г.].

Наиболее признанным является определение земной коры как части литосферы, ограниченной снизу границей Мохо. Эта граница впервые была выделена по результатам анализа сейсмограмм землетрясения в Загребе 8 октября 1909 г. сейсмологом А. Мохоровичичем и названа его именем. Скачок скорости продольных волн на этой границе значителен, что обеспечивает, как правило, хорошую ее регистрацию. Кроме того, поверхность Мохо представляет собой важную геологическую границу.

Внутреннее строение земной коры по сейсмическим данным

В 1925 г. австрийский сейсмолог Ф. Конрад выделил в земной коре границу, которую по его имени часто называют границей или поверхностью Конрада. Почти одновременно Г. Вашингтоном верхняя часть коры была названа гранитной зоной, а нижняя — базальтовой. Тем самым части земной коры, разделенные границей Конрада, были привязаны к конкретным слоям, а сама граница стала рассматриваться как поверхность, или кровля, базальтового слоя. Представление о гранитном и базальтовом слоях возникло задолго до появления геофизических данных. Так, Б. Котта еще в 1858 г. обосновывал существование базальтового субстрата под гранитной оболочкой. Позднее, но до обнаружения границы Конрада, многие ученые говорили о гранитном и базальтовом слоях. Таким образом, геофизические представления о слоистости коры и возможном составе ее слоев являются конкретизацией давно возникших на основе геологических данных гипотез, а не их источником, как это можно понять из работ некоторых геологов и геофизиков.

С 1925 г. в разных странах начинают использовать большие взрывы для исследования глубинной структуры Земли. Особо надо отметить опыт изучения земной коры с помощью промышленных взрывов в районе Коркино близ Челябинска в июле 1936 г. Запись колебаний проведена восьмью временными сейсмостанциями на профиле длиной 800 км. Кора здесь оказалась многослойной.

v_p , км/с	Мощность, км
5,6	9,9
6,0	6,8
6,3	12,3
7,2	9,0

На глубине 38 км была зафиксирована скорость 8,0 км/с. Эти работы, несомненно, были выдающимся достижением в изучении земной коры, как по результатам, так и по методике. Однако прошли они практически незамеченными и вторая граница в земной коре, залегающая выше поверхности Конрада, была заново установлена много лет спустя при анализе сейсмограмм Хаслахского взрыва (ФРГ) в 1948 г. О. Фёрчем. Под слоем гнейсов и гранитов была выявлена граница с сейсмической скоростью 6,0 км/с.

Уже в начале XX в. некоторые геологи развивали представление о том, что кора резко различна на континентах и в океанах.

В 50-х годах началось интенсивное изучение строения земной коры геофизическими методами, и особенно методами глубинного сейсмического зондирования или, как их называют за рубежом, методами взрывной сейсмологии. Немаловажной предпосылкой, способствовавшей быстрому развитию глубинных исследований,

явилась разработка к тому времени основ теории и методики глубинных зондирований земной коры академиком Г. А. Гамбурцевым и его учениками.

Первые материалы глубинных сейсмических исследований в основном подтверждали уже известную схему строения коры. Выделялись волны, преломленные на границе Мохо и на кровле базальтового слоя. И лишь отдельные, наиболее детальные профили ГСЗ, как, например, выполненные Ю. Н. Годининым в юго-восточной части Русской платформы и в Туркмении, представляли очень сложную картину многослойной земной коры. Так, на юго-востоке Русской платформы, на профиле от устья р. Белая до р. Урал, Ю. Н. Годининым и А. В. Егоркиным под осадочным платформенным чехлом выделено четыре слоя, в Туркмении тоже четыре, в предгорьях Копетдага Ю. Н. Годининым [1958 г.] — не менее шести, в Карелии И. В. Литвиненко — пять (рис. 44).

В некоторых случаях земная кора стала выглядеть в разрезах как слоеный пирог. Например, А. В. Егоркиным по профилю Карасор — Кара-Богаз-Гол по первым вступлениям волн выделены слои с граничной скоростью $v_r=6,2; 6,3; 6,6; 6,8; 7,1; 7,3; 7,6$ и $8,0$ км/с. Несмотря на такую многослойность, большинство исследователей увязывали эти разрезы с привычной двухслойной (не считая «осадочного», или «седиментного», слоя) моделью земной коры, относя одну из внутрикоровых границ к поверхности Конрада и принимая остальные границы за внутригранитные или внутрибазальтовые. При этом границей гранитного и базальтового слоев считалась поверхность с граничной скоростью или $6,4—6,6$, или с более высокой — $7,0$, или с более низкой — $6,1—6,2$ км/с. Часто молчаливым критерием для выделения кровли базальтового слоя являлась глубина его залегания, близкая к $18—20$ км от земной поверхности, и в лучшем случае — более интенсивные вступления волн.

Было установлено, что под срединными океаническими хребтами слой с $v_r=6,2÷7,2$ км/с, считающийся базальтовым, замещается принимаемым за мантию слоем с $v_r=7,2÷7,6$ км/с (рис. 45), т. е. со скоростью, даже меньшей, чем в базальтовом слое Урала. На Северо-Американском континенте, под гигантским поднятием Кордильер, по наиболее четко регистрируемой сейсмической границе, которую большинство американских геофизиков принимают за поверхность Мохо, выявлены скорости $7,6—7,8$ км/с. В некоторых регионах, например на востоке США, в Кузбассе, восточной части Западной Сибири, на некоторых участках Украинского щита, кора оказалась неслойистой, причем скорости в ней имеют средние значения $6,4—6,5$ км/с. Границы в коре, выявленные методом преломленных волн на Урале, не были обнаружены при площадных глубинных зондированиях методом отраженных волн, что, естественно, посеяло сомнения в реальности этих границ. Для некоторых регионов, например для Урала и Памира, были построены разрезы земной коры во взаимноисключающих вариантах: 1) с постоянной скоростью в слоях при измене-

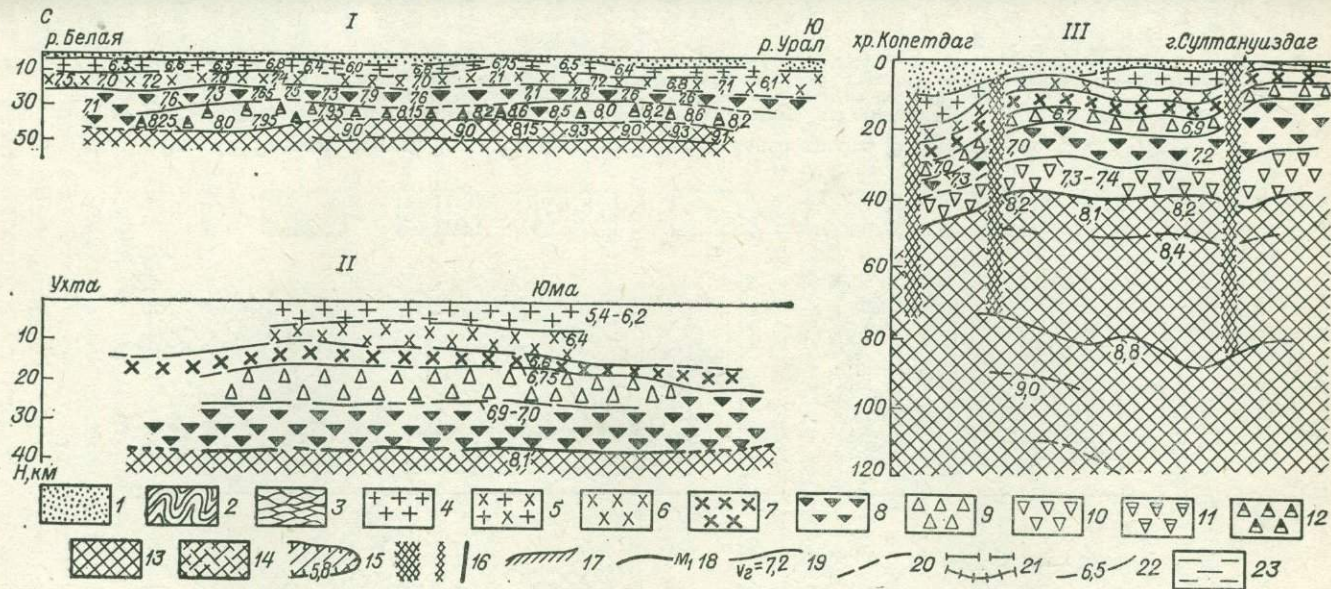


Рис. 44. Сейсмические разрезы земной коры.

I — юго-восточная часть Русской плиты [19]; II — Балтийский щит [19]; III — Туранская плита [Егоркин А. В., Матушкин Б. А., 1969 г.].
 Слои земной коры: 1 — осадочный, 2 — вулканогенно-осадочный, 3 — осадочно-вулканогенный океанического дна, 4 — условно-гранитный (гранитный и вулканогенно-осадочный без разделения), 5 — условно-гранитный и диоритовый нерасчлененные, 6 — диоритовый, 7 — диоритовый нижний, 8 — базальтовый, 9 — базальтовый верхний, 10 — базальтовый нижний, 11 — базальтовый с anomalously low seismic velocity values, 12 — базальтовый с anomalously high seismic velocity values, 13 — подкорковый слой; 14 — мантия с нечетко выраженной кровлей; 15 — зоны пониженной скорости и ее значения, км/с; 16 — разломы, выявленные или подтвержденные сейсмическими данными; 17 — кровля фундамента платформ или базальтового слоя; границы: 18 — в верхней части мантии по данным ГСЗ, 19 — преломляющие (иногда отражающие) и соответствующие значения скорости, км/с; 20 — то же, установлено менее надежно; 21 — отражающие площадки и горизонты; 22 — изолинии скорости, км/с; 23 — водный слой; скорость сейсмических волн, км/с: v_{II} — пластовая, v_{cp} — средняя, v_r — граничная; перечисленные условные обозначения относятся к рис. 44, 47, 56, 57,

59—65, 67, 68.

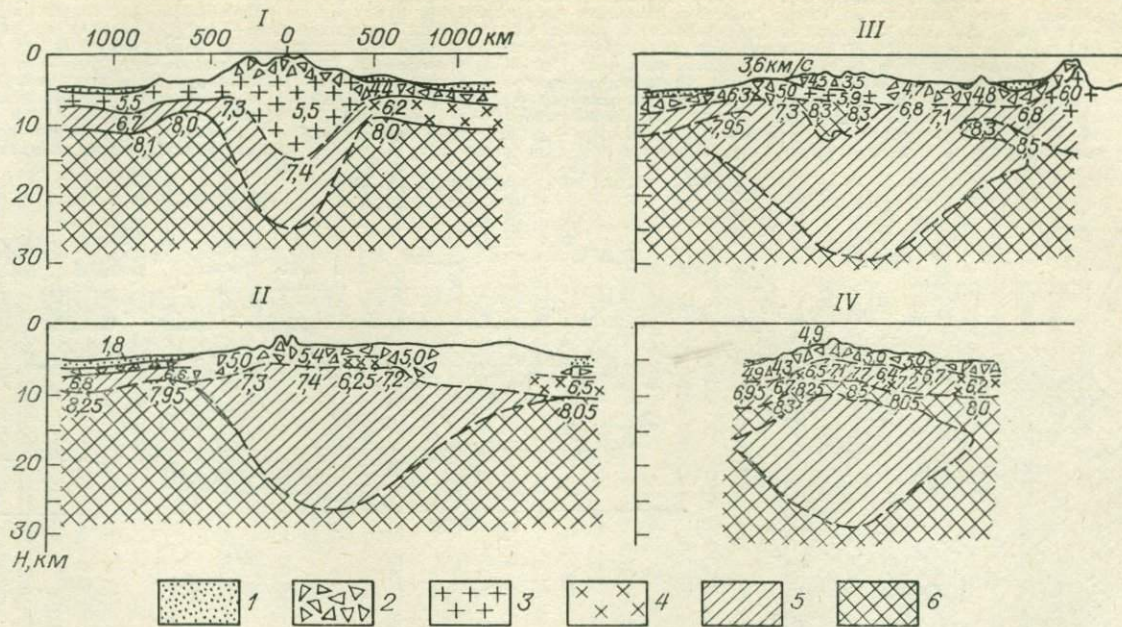


Рис. 45. Разрезы земной коры Атлантического срединного хребта [Моисеенко Ф. С., 1975 г.].

I — южнее о. Исландия (разрез схематизирован, подошва коры достроена гипотетически); II — на 32° с. ш.; III — в Центральной Атлантике; IV — Бразилия — Сьерра-Леоне (Африка).
Слои: 1 — осадочный (первый океанический), 2 — осадочно-вулканогенный (второй океанический), 3 — гранитный, 4 — диоритовый, 5 — базальтовый и базальтоидные дифференциаты мантии; 6 — мантия.

нии их мощности, 2) с переменной скоростью в слоях при очень слабом изменении мощности.

При более детальном и точном определении скорости сейсмических волн выявилось, что даже в пределах одного слоя скорость изменяется обычно не меньше, чем между соседними слоями. Примером может служить профиль по юго-восточной части Русской плиты, составленный А. В. Егоркиным (см. рис. 44). В одном из верхних слоев коры граничная скорость изменяется от 6,0 до 6,75 км/с, в другом от 6,8 до 7,5 км/с, в третьем от 7,1 до 7,9 км/с. На Кавказе, по данным Г. В. Краснопевцевой, Б. А. Матушкина и др. [1967 г.], в одном слое скорость изменяется от 5,8 до 7,3, в другом от 6,2 до 7,0 км/с.

Повторные, более детальные, работы или новая интерпретация старых данных по профилю Балхаш-Караганда и по профилю через Кавказ привели к очень несходным результатам, как по детальности расчленения, так и по геометрии слоев. Оптимистические оценки погрешности определения глубины 2—4 км оказались порой далекими от истины. По мнению многих геофизиков, многослойность появилась как результат неверного толкования изменений градиентов скорости в практически бесслойной среде или неверной интерпретации сейсмической картины. В частности, граница Конрада была установлена потому, что за головную преломленную волну от кровли базальтового слоя была принята закритическая отраженная волна от границы Мохо. Особенно настойчиво идея однослойной коры, где идет лишь наращивание скорости с глубиной («градиентная» кора), обосновывалась сейсмологами, чьи работы по детальности уступают сейсморазведочным. Выявились возможности возникновения фиктивных границ вследствие изменения скорости в породах под давлением, влияния поверхностных неоднородностей, интерференции рефракированной волны с отраженной и т. д.

С увеличением детальности работ и расширением применения метода отраженных волн при глубинном зондировании появились разрезы земной коры с обрывками многочисленных преломляющих поверхностей и бесчисленным количеством отражающих площадок. На таких разрезах уже трудно проследить отдельные слои или границы, и рисовку контуров геологических тел на них нередко проводят по плоскости отражающих площадок с учетом вариаций скорости сейсмических волн. В результате получают своеобразные слоисто-мозаичные модели земной коры (рис. 46). Обоснованность их явно недостаточна, тем не менее такие модели хорошо объясняют латеральные изменения скоростных параметров.

В начале 50-х годов Б. Гутенберг обратил внимание на то, что иногда сейсмические волны от поверхностного источника, проходящие через земную кору, имеют большую скорость по сравнению с волнами от источника, лежащего на глубине 15 км и глубже, и что наблюдающиеся амплитудные различия между волнами от землетрясений и от искусственных взрывов на больших

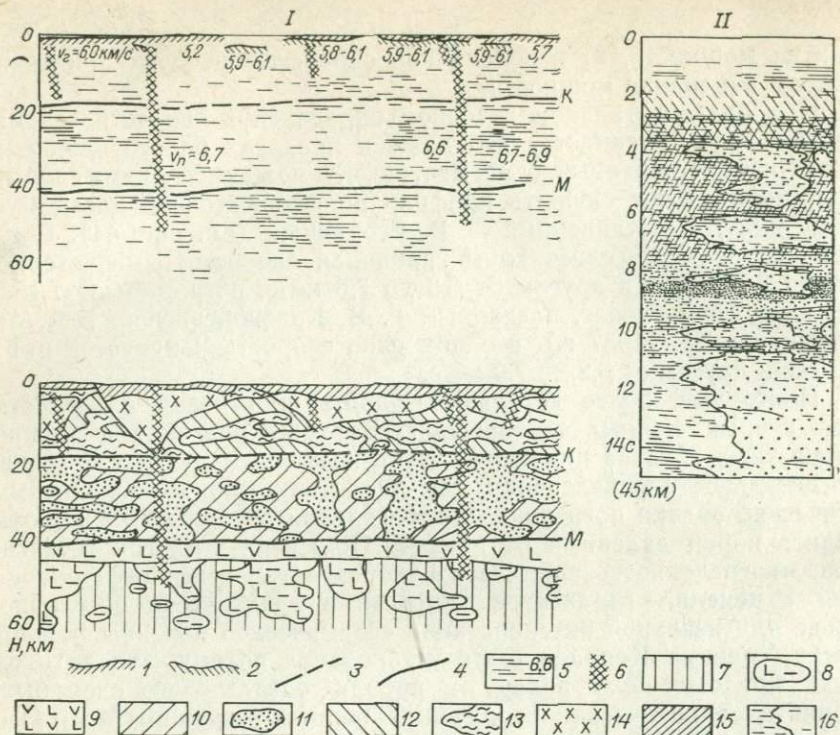


Рис. 46. Слоисто-мозаичные разрезы земной коры.

I — сейсмический профиль Фараб—Тамдыбулак (Узбекистан) и его интерпретация [Хамрабаев И. Х., 1977 г.]; *II* — профиль в Техасе (США) [92].
 Поверхности: 1 — домезозойского фундамента, $v_p=4,1 \div 6,6$ км/с, 2 — архей-нижнепротерозойских образований, $v_p=5,9 \div 6,1$ км/с; границы: 3 — Конрада, 4 — Мохо; 5 — отражающие площадки и значения пластовой скорости, км/с; 6 — разломы; верхняя мантия: 7 — участки массивного строения, 8 — участки слоистого строения; 9 — переходный слой от коры к мантии; базальтовый слой: 10 — участки массивного строения, 11 — участки слоистого строения, $v_p=6,6 \div 6,9$ км/с; гранитный слой, диоритовый подслой: 12 — участки массивного строения, 13 — участки слоистого строения, $v_p=6,1 \div 6,4$ км/с; гранито-гнейсовый слой: 14 — тела гранитоидов, 15 — породы вулканогенно-осадочного и осадочного слоев; 16 — участки разного литологического состава на профиле *II*.

расстояниях (>100 км) трудно объяснить поглощением волн. Он предположил, что эти явления указывают на наличие в земной коре зоны пониженной скорости, в которой возникают «канальные волны». Б. Гутенберг пришел к выводу, что «начиная с некоторой глубины, различной в разных районах и, вероятно, приблизительно равной 10 км, но неодинаковой для продольных и поперечных волн и различных материалов, скорости волн уменьшаются с возрастанием глубины». Он видел подтверждение своей идеи в характере прохождения и распространения поверхностных волн. Эти волны не проходят или плохо проходят под высокими хребтами, их нет под океанами.

Выводы Б. Гутенберга о наличии волновода в земной коре получили поддержку и развитие лишь с конца 60-х годов, после того

как стали широко применяться методы рефрагированных и отраженных волн, а также строиться разрезы в изолиниях скорости. О волноводах в коре пишут геофизики П. Гизе, Н. И. Павленкова, Б. А. Хрычев, И. П. Косминская [19, 51, 66 и др.]. В различных районах Альп, в области Рейнского грабена, в западной части США в разрезах земной коры было выделено по одному или по несколько слоев пониженной скорости, простирающихся на сотни километров и имеющих мощность несколько километров [Giese P. a. o., 1970 г.; Prodehl C., 1970 г.]. Иногда почти в основании коры рисовались зоны со скоростью 5,5 км/с. Повторная интерпретация материалов ГСЗ по Украинскому и Воронежскому щитам, Крыму, Днепровско-Донецкой впадине [51] и другим районам привела к построению глубинных разрезов с зонами пониженной скорости на глубинах 8—30 км (рис. 47).

Изображение разрезов земной коры в линиях равной скорости, хотя и лишает эти разрезы структурности, позволяет выявить характер изменения упругих свойств на глубину и по латерали (рис. 48). Это открывает большие возможности для изучения вещественных изменений внутри земной коры и для выявления зон инверсии скорости. Разрезы такого рода часто рассматривают как замену слоистой модели коры. В принципе зоны пониженной скорости в коре должны существовать реально, поскольку при определенных условиях метаморфизма плотность горных пород снижается, что обуславливает более низкую плотность древних пород по сравнению с более молодыми. Кроме того, в стратиграфических разрезах часто наблюдается чередование толщ, разных по составу и физическим характеристикам. Вполне допускается существование в земной коре локальных очагов разогрева и пониженной вязкости горных пород. Однако регионального распространения зон пониженной скорости такие очаги обусловить не могут. Таким образом, уменьшение сейсмической скорости в земной коре объясняется как снижением вязкости пород, так и уменьшением их плотности без аномального разогрева.

Н. И. Павленкова с соавторами указывают [18], что надежно определить глубину залегания слоя с пониженной скоростью, уменьшение скорости ниже этого слоя невозможно, устанавливается лишь его присутствие и вероятная мощность. Веским доказательством существования зон пониженной скорости в земной коре является наблюдаемое на сейсмических профилях различие граничной и пластовой скорости: пластовая часто бывает меньше, чем граничная на вышележащих границах. И. П. Косминская и Н. И. Павленкова [18] считают, что наиболее сильными критериями выделения зон пониженной скорости являются: 1) области уменьшения пластовой скорости по отраженным волнам; 2) устойчивая разность времен между годографами первых волн K (коровых) и волн $p_{M.отр}$ (от границы Мохо); 3) зона сейсмической тени.

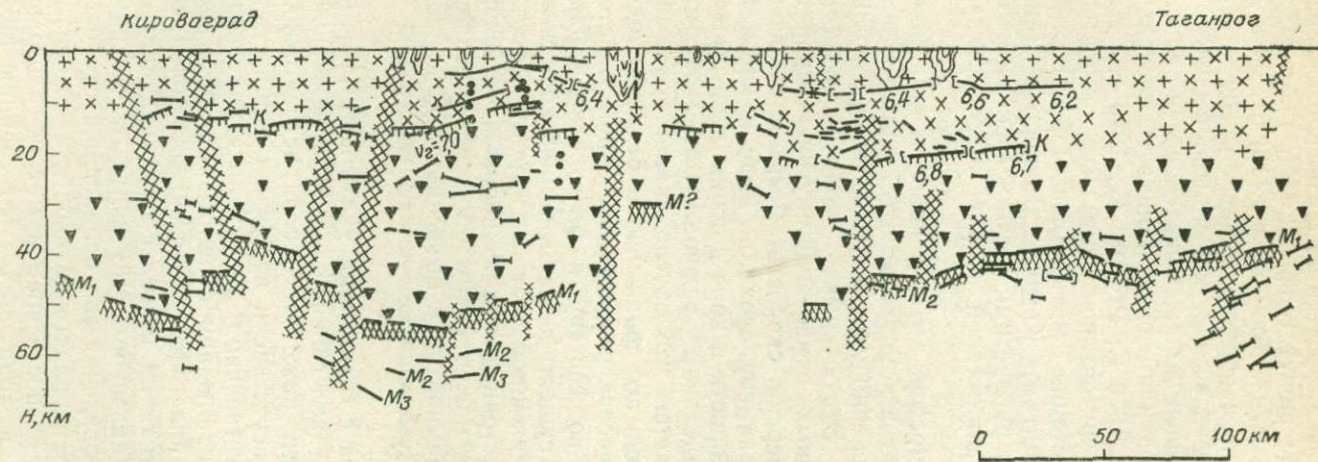


Рис. 47. Разрез земной коры Украинского щита и прилежащих областей [73].

К — граница Конрада; M_1 — M_3 — разновозрастные поверхности Мохо; остальные усл. обозначения см. на рис. 44.

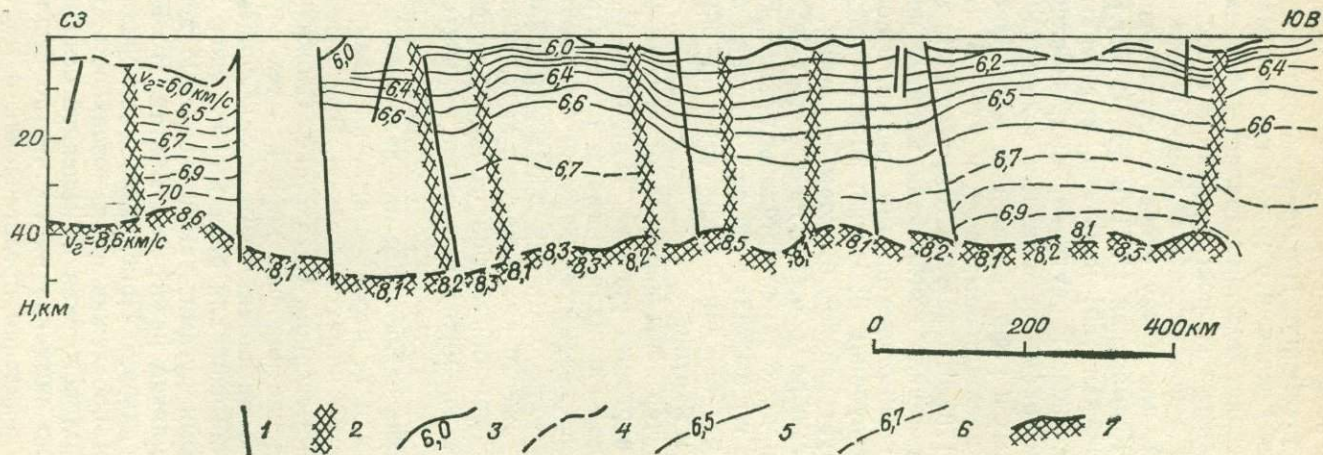


Рис. 48. Разрез по профилю ГСЗ Темиртау—Куйбышев [18].

1 — разломы по геологическим и геофизическим данным; 2 — зоны глубинных разломов, выделенные по резким изменениям скорости; 3 — преломляющие границы и граничные скорости, км/с; 4 — ненадежные участки преломляющих границ; изолинии скорости, км/с: 5 — по преломленным волнам, 6 — по отраженным волнам; 7 — поверхность Мохо.

Граница Мохо и внутрикоровые поверхности первоначально рассматривались как резкие границы раздела, т. е. границы первого рода, по Б. Гутенбергу. По мере накопления материалов ГСЗ стали появляться мнения, что между корой и мантией часто существует зона перехода. Она представляет собой или зону резкого увеличения градиента скорости (граница второго рода), или пачку тонких слоев с неоднократной инверсией скорости (граница третьего рода), или пачку слоев со ступенчато нарастающей скоростью [63; Косминская И. П. и др., 1975 г.]. Ю. В. Тулина и Г. А. Ярошевская [80] показали, что первые три рода (типа) границ, в том числе и внутрикоровых, различаются динамическими характеристиками отраженных волн, разницей интенсивности преломленных и рефрагированных волн, частотным спектром отраженных и преломленных волн и т. д. В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов и др. [73] отмечают, что земная кора Украинского щита представляется в виде комбинации мощных неоднородных слоев со сложными взаимопереходными зонами, основные из которых приурочены к глубинам 8; 16; 23; 30 и 36—47 км; последняя зона характеризует переход от коры к мантии. На глубине 44 км эта зона местами разделяется на две и раздел Мохо принимает вид как бы двух самостоятельных слоев. Еще раньше В. Б. Соллогуб [1968 г.] высказал идею, что границ Мохо может быть несколько и что каждая из них отвечает определенному этапу развития коры и мантии.

Мощность и характер зоны перехода от коры к мантии, очевидно, неодинаковы в разных районах. Например, П. Гизе с соавторами [1970 г.] для альпид принимают градиентный переход (рис. 49). При этом в Северных Апеннинах они указывают мощность зоны перехода около 5 км, в Северных Предальпах 10 км, в Западных Альпах даже 20 км. Вероятно, выделение зоны перехода мощностью десятки километров отражает особенности интерпретации сейсмических материалов и его нельзя считать правомерным.

В некоторых случаях очень плохо прослеживается кровля мантии, что связывается с ее неровностями, или, как говорят геофизики, с «сейсмической шероховатостью». Это отмечено, например, при работах в Северном Казахстане. Сложную проблему представляет определение подошвы коры и в тех случаях, когда за границу Мохо принимается четко прослеживаемая поверхность со скоростью, обычной для базальтового слоя. Иногда, например под островными дугами, такой скоростью действительно характеризуется аномально разогретая мантия. Но под горными массивами типа Кордильер, в Прибайкалье, под срединными океаническими хребтами прослеживаемая поверхность, видимо, является кровлей базальтового слоя повышенной основности. Нами давно было обращено внимание на то, что по старым данным, полученным еще до появления представлений о мантии с пониженной плотностью, в ряде районов на большей глубине была

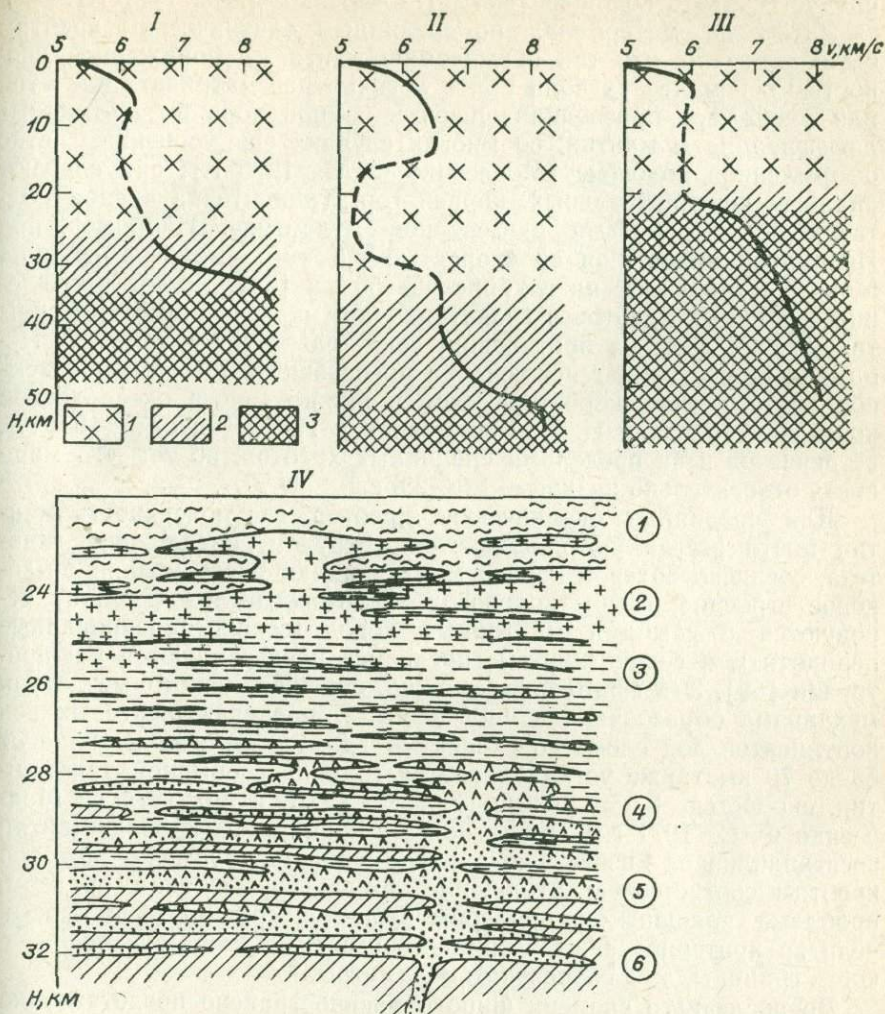


Рис. 49. Характер зоны перехода от коры к мантии по П. Гизе [Giese P. a. o., 1970 г.] и Р. Мейсснеру [1972 г.].

I — Северные Предальпы; II — Западные Альпы; III — Северные Апеннины; IV — идеальный разрез (количество пластин уменьшено, а мощность их увеличена).
 1 — фундамент и сиалическая кора; 2 — зона перехода кора-мантия; 3 — верхняя мантия.

Усл. обозначение
(цифры в кружках)

v, км/с

Породы

1	6,3—6,5	Диориты или катазональные сланцы
2	6,1—6,3	Твердые граниты
3	5,8—6,0	Пластичные граниты
4	7,1—7,4	Твердые габбро
5	6,6—7,4	Частично пластичные габбро
6	8,5—9,0	Перидотиты, пироксениты

зафиксирована граница со скоростью $v_r \approx 8,0$ км/с, которую и следует считать подошвой коры [Моисеенко Ф. С., 1971 г.].

Затем на материалах по срединным океаническим хребтам было показано, что так называемую мантию с пониженной скоростью сейсмических волн более логично рассматривать как в той или иной мере присоединившиеся к земной коре базальтоидные дифференциаты мантии, во многих случаях еще лишенные четко оформленной подошвы [Моисеенко Ф. С., 1975 г.]; они слагают аналоги континентальных корней гор. Такая точка зрения подтверждается работами в Северной Атлантике. Например, под Исландией ниже слоя со скоростью 6,5 км/с выявлена граница Мохо с $v_r = 8,0$ км/с на глубине 45—55 км [34]. Четкое проявление срединных хребтов в гравитационном поле минимумами силы тяжести на всем их протяжении свидетельствует о том, что Исландия не составляет исключения по особенностям строения земной коры. Высокоскоростной слой в нижней части океанической коры, как показали И. П. Косминская и Н. К. Капустян [1975 г.], встречается и за пределами срединных хребтов, но там его мощность относительно низкая — 1,0—2,5 км.

Для срединных океанических хребтов, где поверхность мантии почти всегда устанавливается с трудом, предложена гипотеза, согласно которой кора и мантия имеют здесь мозаично-блоковое строение; глыбы корового базальтового слоя (габбро) чередуются с глыбами мантийных пород (серпентинизированные перидотиты и серпентиниты); последние представляются как протрузии [59]. Эта гипотеза, возможно, отражает некоторые детали механизма образования земной коры. В пределах рифтовых зон континентов под слоем со скоростью 7,2—7,7 км/с на глубине от 55 до 70 км также устанавливается граница с обычной для мантии скоростью $8,0 \pm 0,2$ км/с [Крылов С. В. и др., 1974 г.; Моисеенко Ф. С., 1971 г.]. Принятие этой границы за кровлю мантии восстанавливает известную закономерность, согласно которой хребтам соответствует утолщение земной коры. Таким образом, проблема подошвы земной коры решается сравнительно просто, если за критерий ее выделения принимать не сейсмическую резкость границы, а ее скоростные параметры.

До последнего времени широко распространено представление о весьма простом строении типично океанической коры. По известной модели, предложенной Р. Райтом [Rait R., 1963 г.] и другими исследователями, кора подразделяется на первый океанический — осадочный, второй океанический — осадочно-вулканогенный и третий океанический — базальтовый слои. На долю базальтового слоя приходится около $\frac{2}{3}$, на долю осадочно-вулканогенного — до $\frac{1}{3}$ общей мощности коры. Осадочный слой занимает от $\frac{1}{50}$ до $\frac{1}{8}$ части разреза. Общая средняя мощность океанической коры, по Р. Райту, составляет 6,5 км, но она резко увеличивается под океаническими поднятиями. И. П. Косминская и Н. К. Капустян [1975 г.] разработали четырехслойную модель океанической коры, в которой кроме трех перечисленных слоев, названных ими

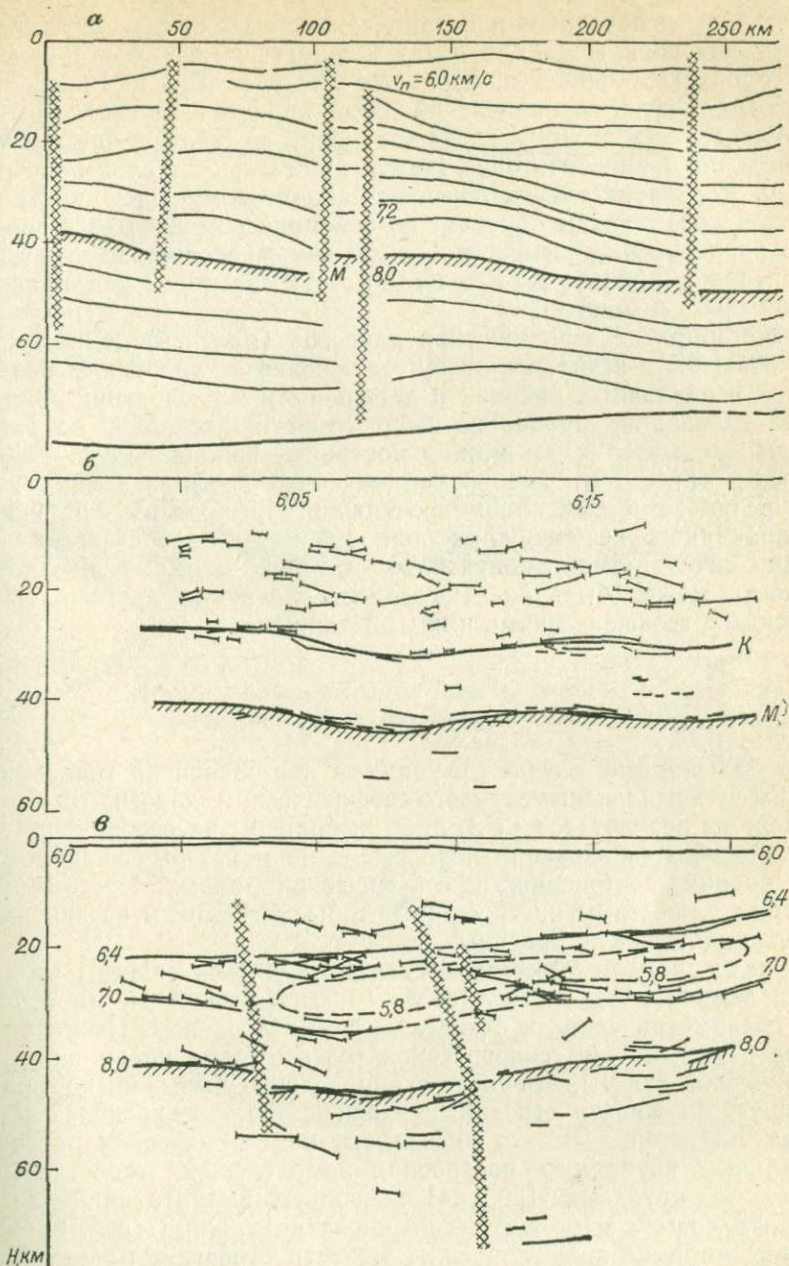


Рис. 50. Сейсмические разрезы земной коры Воронежского щита в разной интерпретации.

а — по С. С. Чамо, приведены условные отражающие горизонты и значения пластовой скорости между ними; *б* — по Ю. Г. Юрову, границы Конрада и Мохо прослежены по сгущению отражающих площадок, ограничивающих слои со скоростью 7,0—8,0 км/с; *в* — по Н. И. Павленковой, С. Н. Кононковой, даны изолинии скорости (км/с) и отражающие площадки [51].

осадочным, переходным и океаническим, выделяется еще высокоскоростной слой ($v_{cp}=7,55$ км/с) мощностью 1,0—2,5 км. Там, где этот слой выклинивается, кора соответствует модели Райта. Мнение, что третий океанический слой является единым, соответствующим базальтовому слою континентов, судя по фактическим данным надо признать ошибочным. Местами этот слой по скоростным характеристикам отвечает диоритовому слою континентальной коры. Таким образом, по сейсмическим данным в земной коре океанов обнаруживается та же гамма скорости, что и в континентальной коре, но мощности слоев при этом, как правило, значительно меньше.

Многообразие сейсмических разрезов (моделей) земной коры могло бы быть истолковано как отражение ее природных особенностей в различных районах и детальности исследований. Однако такое толкование правильно лишь отчасти, поскольку по одним и тем же материалам можно построить принципиально разные разрезы (рис. 50). Любой сейсмический профиль земной коры есть результат более или менее удачного выбора модели, квалифицированного истолкования волновой картины, соответствия методики интерпретации полученным материалам и т. д. Его достоверность может быть оценена сопоставлением с другими геологическими, геофизическими и иными данными.

Строение земной коры по независимым геолого-геофизическим данным

В большинстве случаев глубинные построения по гравиметрическим и комплексным геолого-геофизическим данным либо уже зависят от результатов ГСЗ, либо выполнены на основе формальных способов разложения полей, т. е. не могут быть привлечены для оценки достоверности сейсмических данных. Поэтому рассмотрим лишь те из построений, которые выполнены независимым путем и наиболее достоверны.

Уже в начале 50-х годов стали появляться разрезы верхней части земной коры до глубин 5—10 км, построенные на основании гравиметрических и отчасти магнитных данных. Несмотря на схематизм и замену геологических тел фигурами правильной геометрической формы, эти разрезы определенно указывали на гораздо большую сложность строения верхней части коры в пределах складчатых областей, чем это рисовалось на сейсмических разрезах. Детальные глубинные построения комплексными геолого-геофизическими методами [32, 44] позволяют выявить наиболее вероятные модели земной коры из числа возможных (рис. 51); например, наличие аномалий силы тяжести отвергает модели однородной коры как нереальные.

Расчеты по гравитационным аномалиям, выполненные с использованием вероятных значений избыточной плотности, сведений о геологической природе и некоторых пространственных параметрах возмущающих объектов, указывают на уплощенность

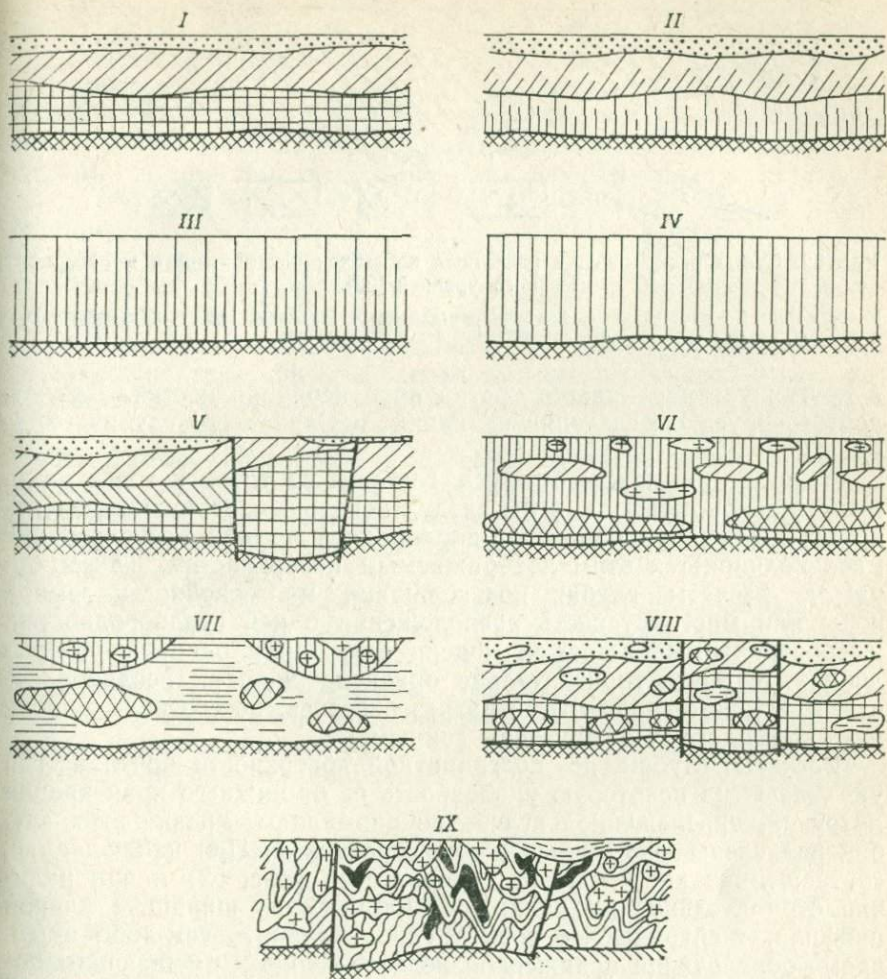


Рис. 51. Модели земной коры [32].

I — слоистая; *II* — слоисто-градиентная; *III* — неслоисто-градиентная; *IV* — однородная; *V* — слоисто-глыбовая; *VI* — однородно-вкрапленная; *VII* — неоднородно-вкрапленная; *VIII* — слоисто-вкрапленная; *IX* — неоднородно-слоисто-вкрапленная; *III*, *IV*, *IX* — маловероятные; *I*, *II*, *VI* — вероятные; *V*, *VIII* — наиболее вероятные; *VII* — возможная.

формы и ярусное расположение неоднородностей или поверхностей в земной коре. Например, в пределах Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области и Забайкалья на глубину до 2—8 км (по-разному для разных тектонических зон) прослеживаются контакты гранитных массивов с вмещающими породами. На глубинах 1—5; 4—10 или 15—16 км (в зависимости от тектонической зональности) располагаются поверхности или неоднородности второго яруса. На глубинах 8—15 км в одних районах, 16—25 км

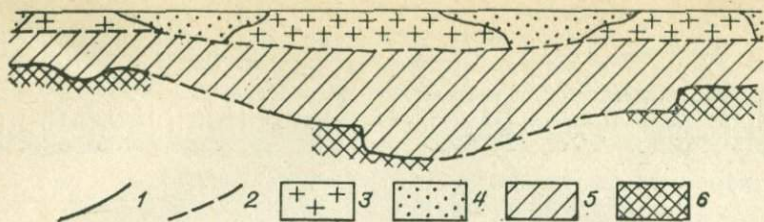


Рис. 52. Схема расположения расчетных площадок надгранитного и подгранитного уровней [32].

Поверхности: 1 — рассчитанные, 2 — предполагаемые; 3 — граниты; породы: 4 — вмещающие, 5 — неизвестные, 6 — подгранитные.

в других устанавливается третий ярус неоднородностей. Для четвертого яруса определения единичны, в Саянах его глубина 38—42 км.

В пределах каждого яруса глубины от точки к точке изменяются закономерно, как бы следуя некоторым неровным поверхностям. Даже при однородно-вкрапленной модели распределение масс подчиняется этим воображаемым поверхностям. Таким образом, расчеты глубин подтверждают многослойность земной коры или многоярусность расположения в ней неоднородностей. Равновероятными остаются модели слоистая и однородно-вкрапленная с почти горизонтально ориентированными неоднородностями. Слоисто-градиентный разрез вероятен, но его нельзя получить по геолого-геофизическим данным.

Расчеты глубин до подгранитной поверхности почти всегда указывают на некоторую удаленность ее от нижнего края кровли интрузий, прослеженной вглубь по аномалиям. Уровни этих глубин разделены «нейтральным» пространством. При наблюдаемых соотношениях рассчитанных поверхностей (рис. 52) и при наличии отрицательной аномалии, соизмеримой по ширине с длиной профиля, «нейтральную» зону трудно заполнить чем-либо иным, кроме образований пониженной по отношению к вмещающим породам плотности. Наиболее вероятными из таких образований здесь являются граниты. При этом и в промежутках между расчетными площадками неизбежны границы, отделяющие граниты или сходные с ними по плотности породы от выше- и нижележащих образований. Таким образом находит подтверждение слоистая модель. В действительности более приемлемы ее разновидности: слоисто-глыбовая, где каждая глыба может отличаться от других числом, мощностью и составом слоев, и слоисто-вкрапленная, где каждый слой неоднороден по своему составу и физическим параметрам. Неоднородно-слоисто-вкрапленная модель нереальна, поскольку она противоречит данным об уплотненной форме внутрикоровых тел или неровностей.

Породы, подстилающие граниты, имеют избыточную плотность по отношению к ним и секущую границу с вулканогенно-осадочными образованиями. В местах выхода этих пород на земную

поверхность развиты интрузии диоритов, кварцевых диоритов и граудиоритов (Казахстан, Алтай) или метаморфические толщи, интродуцированные средними и отчасти основными породами, образующими крупные массивы на глубине (некоторые районы Забайкалья). На участках приближения подгранитной границы раздела к земной поверхности эффузивы порфириновой формации уступают место порфиритам (Северо-Западное Прибалхашье, отдельные участки Обь-Зайсанской зоны и Минусинского прогиба). Все это наряду с закономерной сменой во времени дайковых комплексов разного состава приводит к заключению, что подгранитный слой сложен магматическими и метаморфическими породами среднего состава. Этот слой назван диоритовым.

О характере пород, подстилающих диоритовый слой, можно строить вероятные предположения на том основании, что в местах высокого положения кровли базальтового слоя породы интрузий, принимаемых за выступы диоритового слоя, имеют более основной состав. Кроме того, в дайковых комплексах основные породы сначала предшествуют средним, а затем и следуют за ними во времени. Из этого можно заключить, что поддиоритовый слой получивший название базальтового, сложен преимущественно основными породами.

Таким образом, в свете геолого-геофизических данных земная кора слоиста. По числу слоев и их свойствам она не остается постоянной, и любой слой может выклиниваться или, напротив, резко увеличиваться в мощности, вытесняя другие слои. Гранитный слой, выделяемый сейсмологами, согласно геолого-геофизическим данным расчленяется на вулканогенно-осадочный, собственно гранитный и диоритовый слои.

Проблема сопоставимости материалов

При сравнении сейсмических и геолого-геофизических данных выявляется существенное различие в поведении определяемых ими границ слоев земной коры, особенно в ее надбазальтовом отделе. Геолого-геофизические границы в отличие от сейсмических характеризуются сложным рельефом и большими изменениями глубин залегания. Например, базальтовый слой в Саянах и Туве то поднимается до 2 км глубины, то погружается до 26 км; на сейсмических же профилях его кровля, как правило, остается в интервале глубин 18—22 км. Уже отмечалось, что значения скорости настолько изменяются вдоль сейсмических границ, что теряется различие между слоями. В общем сравнение сейсмических материалов между собой и с геолого-геофизическими построениями указывает на необходимость выработки критериев их сопоставления. От решения этой задачи зависит характер геологических выводов и закономерностей, основывающихся на данных ГСЗ. Сопоставление логически несопоставимых материалов является источником многочисленных ошибочных «законов» и гипотез.

Проблема сопоставимости имеет два аспекта: технический и научно-методический. Под первым подразумеваются различия в аппаратуре, методике измерений и обработки данных, в детальности работ, допущениях, принятых при интерпретации геофизических материалов. Второй аспект обусловлен тем, что наблюдаемые различия в параметрах глубинных разрезов отражают какие-то естественные различия изучаемых тел или явлений. Наибольшие трудности возникают при сопоставлении результатов разных методов, что вызвано, с одной стороны, их разной разрешающей способностью, с другой — различием в природе аномалиеобразующих факторов. Последнее обстоятельство используется для получения дополнительных сведений об изучаемом объекте.

В наиболее последовательном варианте геолого-геофизического метода границы слоев и подошва коры определяются как плотностные разделы и проблема состоит лишь в том, чтобы по возможности полнее нейтрализовать влияние возможных изменений плотности пород в слоях. В сейсморазведке дело обстоит значительно сложнее. Здесь при корреляции разрезов можно исходить или из кинематики волн и последовательности отмечаемых ими границ, или из идентичности физических свойств. Практически геофизиками-сейсмиками используется первый подход. Следствием этого стали неясности с положением подошвы земной коры в ряде районов, существенные изменения скорости в пределах одной сейсмической границы, субгоризонтальность границ и т. д.

Поскольку для решения многих вопросов геологии важно знать именно состав горных пород и распределение их в пространстве, представляется более правильным проводить корреляцию границ и слоев главным образом по физическим параметрам слагающих их горных пород. Такой принцип расчленения земной коры находит обоснование в геологических данных. Действительно, даже важные поверхности несогласия редко бывают одинаково четкими и резкими на всем своем протяжении. В то же время в любом крупном структурном ярусе выделяются несогласия второстепенные, иногда отчетливо выраженные под влиянием местных условий. Это может стать причиной гетерогенности сейсмических границ вследствие «перескакивания» их с одной геологической границы на другую. Структурно-формационные же комплексы характеризуются выдержанностью геологических особенностей, и опасность их смещения меньше.

Очевидно, проследить границы между слоями и подошву коры по строго заданным значениям физических параметров в некоторых случаях трудно, а местами и совсем невозможно, поскольку в природе нет регионально и тем более глобально развитых одинаково резких, четких на всем своем протяжении границ. Тем не менее именно такие границы необходимо выделять для геологических целей на исследуемой территории. Границы же, установленные лишь на основании кинематических и динамических формальных признаков, могут оказаться случайными, не имеющими никакого определенного геологического смысла.

Значения скорости для слоев земной коры и ее подошвы могут быть выбраны двумя путями: 1) статистическим анализом распределения скорости упругих волн по профилям ГСЗ; 2) определением скорости упругих волн в образцах горных пород, принимаемых за химические или петрографические аналоги образований, слагающих слои земной коры и мантию. Первый путь более простой, но на полученных результатах может сказаться неустойчивость представлений геофизиков. Наиболее тщательно анализ скорости по профилям ГСЗ выполнен И. С. Вольвовским [59]. По его данным, в 80 % случаев скорость на поверхности Мохо равна 8,0—8,2 км/с. Б. Гутенберг оценивает эту скорость в $8,0 \pm 0,2$ км/с. Для верхней части сейсмического гранитного слоя наиболее характерна скорость 5,5—6,0 км/с, для нижней 5,9—6,3; для базальтового слоя скорость равна 6,6—7,0 км/с в его верхней части и 7,2—7,4 в нижней. По измерениям в образцах горных пород могут быть приняты следующие значения скорости упругих волн: в гранитах 5,4—6,1, в диоритах 6,1—6,6, в габбро и других основных горных породах 6,7—7,6 км/с. Приведенные интервалы значений скорости охватывают 90—95 % определений; для ультраосновных пород получен очень широкий диапазон скорости, что связано с их вторичными изменениями.

По результатам ГСЗ и лабораторным определениям можно принять следующие значения скорости продольных волн: для гранитного слоя 5,5—6,0, диоритового 6,1—6,6, базальтового 6,7—7,0, подкорового $8,1 \pm 0,2$ км/с. Осадочный слой характеризуется обычно более низкими значениями скорости и ее постоянством в горизонтальном направлении. В вулканогенно-осадочном слое отмечаются колебания скорости: она изменяется от 4,0—4,5 до 7,8 и даже до 9,0 км/с. При работах малой детальности вулканогенно-осадочный слой обычно не отделяется от гранитного.

Таким образом, мы вводим стандартные значения скорости для слоев земной коры, что может стать одной из возможных основ для получения сопоставимых результатов. На этой основе сближаются сейсмическая и геолого-геофизическая модели, а многие сейсмические разрезы приобретают иной вид и принципиально иное толкование, что уже было показано при рассмотрении вопроса о подошве земной коры в срединных океанических хребтах и рифтовых зонах. Все слои теряют свою непрерывность по латерали; размах глубин до ограничивающих их поверхностей и диапазон мощностей резко увеличиваются. Базальтовый слой во многих случаях оказывается диоритовым, залегающим непосредственно на мантии. Разрезы земной коры океанов приобретают большую пестроту, они отличаются от коры континентов в основном мощностью слоев и почти полным отсутствием собственно гранитного слоя (рис. 53). На базе стандартной скоростной модели получают естественное решение многие из перечисленных выше проблем. Скоростная модель земной коры находится в хорошем соответствии с ее плотностной моделью.

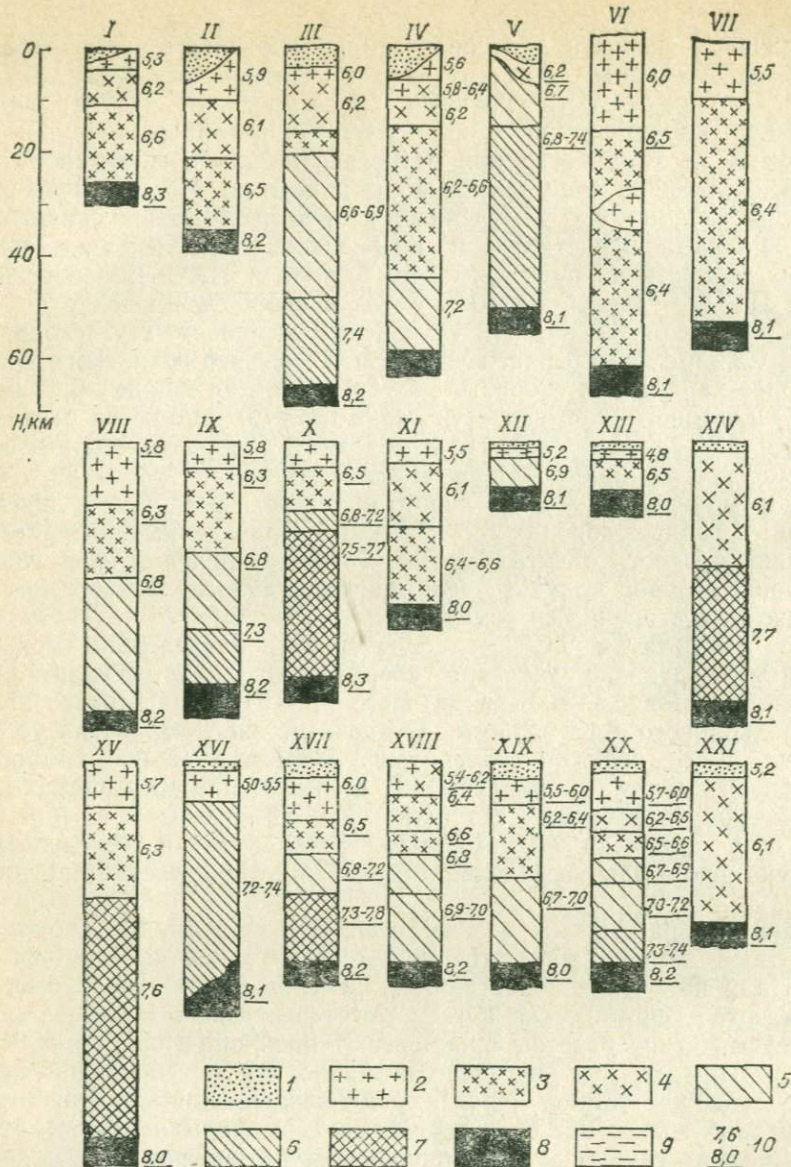


Рис. 53. Разрезы земной коры, приведенные к унифицированной скоростной модели [Moiseenko F., 1973 г., с изменениями].

Районы: I — Бремен, II — Оберсторф (ФРГ), III — Бернина (Альпы), IV — Большой Кавказ, V — Малый Кавказ, VI — Памир [62 и др.], VII — Северный Тянь-Шань, Заилийский Алаatau, VIII, IX — юго-восточная часть Центрального Казахстана, X — Средний Урал, XI — Хоккайдо, XII — Перу (Тихий океан) [59], XIII — Аргентинский бассейн [Ewing M. a. o., 1964 г.], XIV — Невада (США), XV — восточная часть Провинции Бассейнов и Хребтов (США), XVI — Атлантический срединный хребет, XVII — юго-восток Русской плиты, XVIII — Балтийский щит, XIX — западная часть Западно-Сибирской плиты, XX — Туранская плита, XXI — Восточные Аппалачи [97].

Слои: 1 — осадочный, 2 — гранитный и вулканогенно-осадочный нерасчлененные, 3, 4 — диоритовый (3 — с нормальными значениями скорости сейсмических волн, 4 — с пониженными), 5-7 — базальтовый (5 — с нормальными значениями скорости, 6 — с повышенными, 7 — с аномально высокими), 8 — подкорковый; 9 — вода; 10 — значения пластовой и граничной (подчеркнуто) скорости сейсмических волн, км/с; усл. обозначения относятся к рис. 53 и 66

Общая картина строения земной коры

Принимая в качестве основы классическую двухслойную модель земной коры и дополняя ее деталями, вытекающими из геолого-геофизических данных, можно дать обобщенный разрез земной коры (рис. 54), построенный на основании ряда конкретных разрезов по различным регионам мира.

В разрезе коры выделяются базальтовый и надбазальтовый отделы. Надбазальтовый отдел включает в себя диоритовый, гранитный и вулканогенно-осадочный слои. Собственно осадочный слой, состоящий из неметаморфизованных и почти не дислоцированных горных пород, в том числе и вулканогенных, может быть выделен в качестве самостоятельной единицы. Он сохраняет черты своего первичного генезиса и мало похож на другие слои земной коры; осадочный слой является как бы материалом для формирования остальных слоев. Основную часть коры составляют (снизу вверх) базальтовый, диоритовый и гранитный слои. Сравнительно небольшая доля от общей мощности коры приходится на вулканогенно-осадочный и собственно осадочный слои. Вулканогенно-осадочный слой сверху ограничивается поверхностью денудации и часто бывает перекрыт неметаморфизованными отложениями осадочного слоя, а снизу он также несогласно срезается кровлей гранитного или какого-либо другого из нижележащих слоев, что отличает его от вулканогенно-осадочных толщ.

Гранитный, диоритовый и базальтовый слои неоднородны как в вертикальном разрезе, так и по латерали. В каждом из них могут быть выделены более основные и более кислые разновидности, т. е. участки с повышенными или пониженными значениями скорости и плотности. Кроме того, в каждом из них могут присутствовать тела со свойствами выше- или нижележащих слоев; первые обуславливают наличие зон пониженной скорости. Как волноводы отмечаются также зоны аномального разогрева базальтового и диоритового слоев в островных дугах и под мощными горными хребтами.

До недавнего времени сейсмоки придерживались двухслойной модели консолидированной (жесткой) земной коры, несмотря на то что схематизм и неполнота ее уже давно были показаны геолого-геофизическими исследованиями. Особенно большое сопротивление вызывало выделение в коре диоритового слоя, даже когда он был прослежен во многих регионах от Кавказа до Камчатки. Появились, однако, работы, в которых предлагается выделить либо третий слой земной коры под названием «промежуточного», либо «горизонт А», расположенный в верхней или средней части гранитно-метаморфического слоя [Булин Н. К., 1974 г.]. То и другое представляет собой не что иное, как диоритовый слой описанной нами модели. Но нельзя согласиться с предлагаемыми интервалами скорости: для гранитного (верхнего) слоя 5,8—6,4 км/с, для диоритового (промежуточного) 6,5—6,7 км/с. Эти значения

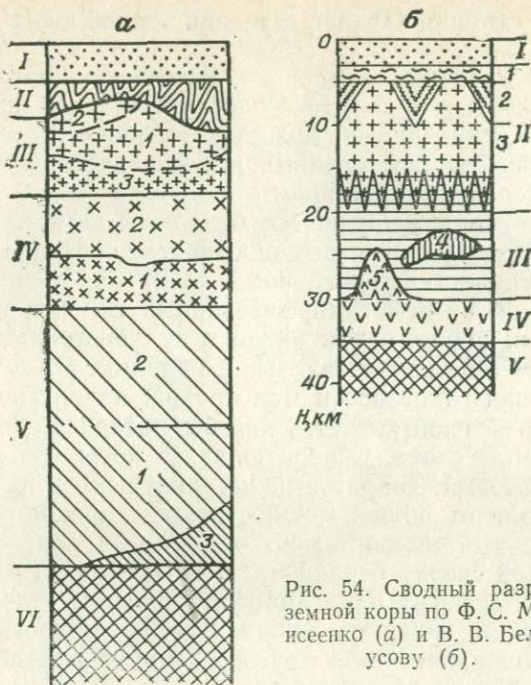


Рис. 54. Сводный разрез земной коры по Ф. С. Моисеенко (а) и В. В. Белоусову (б).

Слой	Состав	σ , г/см ³	v_p , км/с
Рис. а			
I — осадочный	Неметаморфизованные осадки и горные породы различного состава		
II — вулканогенно-осадочный	В разной степени метаморфизованные дислоцированные осадочные и вулканогенные породы		
III — гранитный	Граниты, гранодиориты, кислые эффузивы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы	2,58—2,67	5,5—6,0
IV — диоритовый	Диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, гранодиориты, а также сходные с ними по физическим свойствам кристаллические сланцы, гнейсы, метаморфизованные эффузивы, реже осадочные породы	2,70—2,85	6,1—6,6
V — базальтовый	Габбро, диабазы, габбро-пироксениты, габбро-диориты, метаморфизованные эффузивы основного состава, амфиболиты, кристаллические сланцы	2,9—3,0 3,1—3,2	6,7—7,4 7,5—7,8
VI — подкорковый	Перидотиты, пироксениты, реже эклогиты	3,3—3,4	7,8—8,5

Рис. б			
I — осадочный	Неметаморфизованные осадки и горные породы различного состава		
II — гранито-гнейсовый	Метаморфические породы зеленосланцевой (1) и амфиболитовой (2) фаций, граниты (3)		
III — гранулитобазитовый	Метаморфические дегранитизированные породы гранулитовой фации; анортозиты и чарнокиты (4), габброидные интрузии (5)		
IV — гранулитоклогитовый	Смесь пород гранулитовой фации и эклогитов		
V — верхняя мантия	Перидотиты и эклогиты		

На рис. а цифрами 1—3 показана основность пород: 1 — нормальная, 2 — пониженная, 3 — повышенная или аномально высокая (для базальтового слоя).

противоречат статистическим сейсмическим и петрофизическим данным, приведенным выше.

Наиболее существенной особенностью земной коры является ее различие по мощности на континентах и под океанами. Так, если на континентах средняя мощность коры около 40 км, то под океанами всего 6,5 км. Значительно увеличивается толщина коры под островами и под некоторыми срединными океаническими хребтами, нередко достигая, вероятно, такой же мощности, как и на континентах.

Земная кора континентов непостоянна как по мощности, так и по внутреннему строению. Мощность ее изменяется от 20—24 км в северо-западной части Европы до 65—75 км на Памире и Гиндукуше. В земной коре континентов четко выделяются четыре слоя и больше (не считая осадочного), но иногда слоистость совсем не фиксируется. Мощность гранитного, диоритового и базальтового слоев, а также их более кислых или более основных разновидностей очень изменчива, и каждый из слоев может как сильно утолщаться, так даже и выклиниваться. Характерно, однако, что гранитный и диоритовый слои достаточно хорошо развиты и составляют большую долю от общей мощности земной коры.

Кора под океанами и некоторыми морями не уступает по своей разнородности коре континентальной, но в составе резко преобладает базальтовый или диоритовый слой при практически полном отсутствии гранитного. Осадочный слой, налегающий непосредственно на базальтовый или диоритовый, имеет мощность первые сотни метров, но в некоторых морях достигает 14 км.

Своеобразна земная кора в островных дугах. По общей конструкции она напоминает кору континентов: здесь есть гранитный слой, вулканогенно-осадочный и осадочный. Но между мантией и гранитным слоем в коре дуг находится слой, который по своим скоростным характеристикам должен быть отнесен к диоритовому слою нормальной или повышенной плотности, вероятно, с небольшими участками коры базальтоидного типа.

Различие земной коры на континентах и под океанами уже давно привело к мысли о выделении двух типов коры: континентальной и океанической. Для океанической главным считалось отсутствие гранитного слоя. В дальнейшем И. П. Косминская отметила еще два промежуточных типа коры: субконтинентальный (почти континентальный) и субокеанический (почти океанический). Субконтинентальный тип отличается от континентального отсутствием гранитного слоя и низкой («диоритовой») скоростью в базальтовом слое. Субокеанический тип сходен с океаническим, отличие состоит в большей мощности осадочного слоя. Предлагались и более сложные классификации земной коры, но были высказывания и против выделения каких бы то ни было ее типов, что обосновывалось следующим образом. Обычно кору относят к тому или иному типу в основном по наличию или отсутствию в ней какого-то слоя. В действительности же оказалось, что

различие по скоростным характеристикам между разрезами континентальной коры порой бывает ничуть не меньше, чем между океанической и континентальной корой. Были выявлены разрезы коры на материках, почти нацело состоящие из базальтового слоя; в то же время океанический базальтовый слой часто характеризуется значениями скорости, далеко не типичными для базальтового слоя. Например, земная кора на Малом Кавказе и Урале на $\frac{3}{4}$ мощности обладает скоростью сейсмических волн 6,5—7,7 км/с, а океаническая кора восточнее Камчатки выделяется скоростью 6,4—6,6 км/с, т. е. «гранитной» в понимании многих геофизиков.

Четкое различие между океанической и континентальной корой проявляется фактически лишь по мощности. Однако некоторые геофизики [Булин Н. К., 1977 г. и др.] отвергают и это различие, принимая за подошву коры под океанами одну из внутримантийных границ, отмечаемую на глубинах, соизмеримых с глубиной залегания поверхности Мохо под континентами. Граница с обычными значениями мантийной скорости при этом считается поверхностью внутрикорового высокоскоростного слоя. Основанием для этого являются установленные местами понижение скорости под слоем с граничной скоростью $8,0 \pm 0,2$ км/с и методические недостатки ранее выполненных ГСЗ. Произвольность в решении вопроса, какую из границ принимать за подошву коры (притом почти независимо от значений скорости сейсмических волн), необходимость допускать широкое распространение в коре высокоскоростных слоев протяженностью сотни километров при их мощности первые километры, игнорирование возможности наличия волноводов в верхах океанической мантии — все это делает приведенную концепцию маловероятной.

Представления о составе земной коры и природе сейсмических границ

Гипотезы о составе глубинных зон земной коры. Долгое время термины «гранит» и «базальт» употреблялись не только как синонимы терминов «гранитный слой» и «базальтовый слой», но и как прямое обозначение их состава. В 40—50-х годах появились гипотезы, согласно которым земная кора на всю свою мощность сложена теми же породами, что и на поверхности, и примерно в таких же пропорциях. Для однородно-градиентной коры предполагалось постепенное изменение упругих и плотностных характеристик с глубиной под давлением, для слоистой — скачкообразное вследствие фазово-структурных переходов. Возникновение сейсмической слоистости в земной коре объяснялось изменением пористости под влиянием физических условий, среди которых наиболее важное значение имеют температура и давление, а также изменением физико-механических свойств горных пород на определенных глубинах. Гипотезы эти скоро были отвергнуты, так как по экспериментальным данным в диапазоне давления, которое может быть

в земной коре, никаких скачков скорости сейсмических волн в породах не наблюдается. Очень малым оказался и градиент увеличения скорости с возрастанием давления, чтобы при однородном составе коры им можно было объяснить повышение скорости продольных волн от 5,5 км/с у земной поверхности до 7,0 км/с у подошвы коры. Кроме того, эти гипотезы не в состоянии объяснить колебания глубин до кровли мантии от 10 до 70 км и перепады глубин 10—25 км до других слоев.

Н. Б. Дортман и М. Ш. Магид предполагают, что граница Мохо соответствует уровню критического состояния воды при температуре 374—450 °С, при этом может произойти резкое изменение скорости упругих волн из-за потери воды. Внутрикоровые границы могут быть также связаны с фазовым состоянием и содержанием воды. Эта гипотеза имеет ряд противоречий. Так, при малом различии теплопроводности кислых и основных пород и равенстве тепловых потоков в океанах и на суше немислима одинаковая температура у подошвы коры мощностью 6 и 60 км. Кроме того, есть все основания полагать, что в горных областях геозотермы подняты по сравнению с их положением на платформах. Отсюда согласно названной гипотезе можно сделать вывод, что земная кора под горами должна быть тоньше, чем под равнинами, чего в действительности не наблюдается. Обезвоживание пород, сопровождаемое закрытием пор, не может привести к появлению фиктивных сейсмических границ-раздела. При сохранении же пористости скорость сейсмических волн на глубине понизилась бы. В действительности же она там более высока.

Более широкое распространение имеют представления о неоднородной коре, основывающиеся на модели слоистой земной коры. Согласно одним из них все слои коры, за исключением вулканогенно-осадочного и осадочного, сложены магматическими породами; согласно другим слои являются результатом разной степени метаморфизма, фронты которого располагались независимо от слоистости первичных пород. Еще одна группа гипотез исходит из того, что внутрикоровые границы являются границами стратиграфическими. Есть предположения, что каждому слою присущи свои состав и генезис. Представления о чисто магматическом составе слоев коры теряют своих сторонников, однако преобладающее значение магматических пород в слоях признается многими. Базальтовый слой считается сложением породами основного состава, преимущественно магматическими и отчасти метаморфическими в гранулитовой или амфиболитовой фации. Гранитный сейсмический слой образуют породы от ультракислых гранитов до кварцевых диоритов и диоритов, в меньшей мере гнейсы и гнейсо-граниты с вкраплениями других пород, в том числе и осадочных.

Резко несогласное положение внутрикоровых границ по отношению к складчатым структурам, которые фиксируются геологическими наблюдениями на земной поверхности, привело многих геологов и геофизиков к предположению, что эти границы могут разделять зоны с разной степенью метаморфизма и что глубина

залегания слоев коры отражает степень поднятия некоего «фронта метаморфизма». К числу подобных гипотез относятся и некоторые идеи океанизации или базификации земной коры, согласно которым фронт основного метасоматоза в коре может опускаться или подниматься, изменяя тем самым мощность коры [6 и др.]. К ним примыкают и гипотезы дебазификации, объясняющие рост мощности земной коры развитием кислого метасоматоза.

Особую группу «метаморфических» гипотез образуют представления о слоях земной коры как о структурных этажах, каждый из которых имеет определенный геологический возраст. Эти этажи сложены метаморфическими породами, разделены несогласиями и вполне идентичны выступающим на земной поверхности. Так, И. А. Резанов считает, что базальтовый слой платформ в большей своей части сложен древнейшими парапородами. На молодых платформах земная кора на всю глубину представлена переслаивающимися породами, границы между ними структурные и часто служат поверхностями несогласия. На северо-востоке территории СССР базальтовый слой является дорифейским (архейским) фундаментом. В. Н. Любецкий отождествляет на Алтае гранитный слой с докембрийским фундаментом.

Основанием к отождествлению сейсмических слоев со стратиграфическими комплексами для Ю. Н. Година [19] явилось сходство сейсмической картины при ГСЗ на платформах и при сейсморазведочных работах по изучению структуры осадочного чехла. И. А. Резанов обосновывал свои представления многослойностью земной коры, сходством в некоторых случаях мощности геофизических слоев и стратиграфической мощности осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, возможностью подбора метаморфических пород, по физическим свойствам отвечающих сейсмическим характеристикам слоев коры, а также тем обстоятельством, что на земной поверхности самые нижние из доступных наблюдению толщ представлены преимущественно метаморфическими, а не интрузивными породами. Характер записи волновой картины не может, однако, служить основанием для суждения о геологической природе сейсмических слоев, так как интерпретация этой картины уже исходит из предположения, что кора слоиста. Сходство мощностей определенных стратиграфических комплексов и слоев надбазальтовой части коры действительно существует, но лишь в общем виде; оно не дает оснований для отождествления сейсмических слоев со слоистыми толщами.

К группе «метаморфических» примыкают и такие гипотезы, согласно которым базальтовый слой сложен породами офиолитовой формации, представленными метаморфизованными эффузивами основного состава и ультраосновными интрузиями [Наливкин Э. Б., Дьячкова А. Я., 1970 г.], либо гипотезы, принимающие базальтовый слой за зону амфиболитизации или серпентинизации ультраосновных пород [54, 59; Хесс Х., 1969 г.], в результате чего они приближаются по своим физическим свойствам к сейсмическим слоям земной коры. Реальность подобных решений зависит от того,

насколько верны представления о насыщенности низов земной коры водой и о температуре на границе Мохо около 600 °С, а также от возможности удержания воды минералами при такой температуре. Из этих гипотез следует, что поверхность мантии должна быть наиболее высоко поднятой в высокогорных районах, что противоречит известным данным о наличии у большинства гор корней.

Получают признание представления о смешанном магматогенно-метаморфогенном составе земной коры. Типична в этом отношении схема строения материковой земной коры, разработанная В. В. Белоусовым [5]. Под слоем осадочных пород мощностью до 6 км помещаются метаморфические породы зеленосланцевой фации со средней мощностью 3 км (см. рис. 54). Ниже залегают метаморфические породы амфиболитовой фации мощностью до 10 км. Местами зеленосланцевые породы контактируют непосредственно с располагающимися еще глубже гранитами; мощность гранитов составляет 0—15 км. Под гранитами находится слой метаморфических дегранитизированных пород гранулитовой фации, в котором размещаются линзы анортозитов и чарнокитов и апофизы габброидных интрузий из нижележащего слоя, представляющего собой смесь пород гранулитовой фации и эклогитов. Мощность слоя гранулитобазитов 15—20 км, а смешанного слоя эклогитов и гранулитов 5—10 км. Кора в целом рисуется состоящей из четырех слоев: осадочного, гранито-гнейсового, гранулитобазитового и гранулитобазитового.

Еще более подробную схему глубинного строения земной коры дают Н. А. Беляевский, А. А. Борисов и И. С. Вольвовский [11]. Ниже водной толщи и неконсолидированной коры, которая включает неметаморфизованные стратифицированные породы, они выделяют толщу консолидированной коры, расчленяя ее на верхний — гранитный K_1 и нижний — базальтовый K_2 слои. Гранитный слой в свою очередь разделяется на восемь литолого-петрографических комплексов, а базальтовый на три. Из фактических материалов, в частности из сопоставления скорости сейсмических волн и плотности комплексов, следует, что схема отражает один из возможных теоретических вариантов строения коры, пока не подтвержденный экспериментально.

По Е. Е. Милановскому и В. Е. Хайну [1964 г.], базальтовый слой сложен эффузивами базальтового состава катархейского и архейского возраста, подвергшимися метаморфизму и внедрению основных интрузий, из-за чего этот слой назван metabазальтовым. Гранитный слой именуется гранито-метаморфическим и представляется сложенным метаморфизованными и часто гранитизированными продуктами геосинклинального осадконакопления, инъецированными разнообразными интрузиями. В современных геосинклиналях им является осадочно-вулканогенный слой.

Последняя группа гипотез явное преимущество в строении коры отдает метаморфическим породам. Однако надо отметить, что плотность и скоростные характеристики метаморфических пород

определяются прежде всего их составом и структурой, но отнюдь не фациями метаморфизма. Особенно наглядно это видно на гранулитах Алданского щита, образующих две группы, одна из которых имеет плотность 2,72—2,73 г/см³ и соответствует породам кислым и средним, другая — плотностью 2,85—2,90 г/см³ — параллелизуется с породами основного состава.

Геолого-геофизические сведения о составе земной коры. О составе «геофизических» слоев земной коры судят главным образом исходя из значений скорости сейсмических волн и плотности, из данных экспериментальной и теоретической петрологии и лишь изредка из состава горных пород в местах выхода слоев на земную поверхность. Последний путь оказывается наиболее трудным, так как если даже породы какого-либо слоя выходят на земную поверхность, они оказываются отделенными ложной сейсмической границей от тех тел, выступами которых они являются. Эта граница по простиранию может слиться с реальной. Тем самым закрывается возможность достоверного суждения о составе глубоко залегающего слоя и закладывается неверное представление о составе вышележащего слоя (если не ввести соответствующие поправки за компрессионный эффект). Методы глубинных исследований, основанные на расчетах по аномалиям силы тяжести, используют не абсолютные значения плотности, а их разность. Это исключает влияние компрессионного эффекта и позволяет получить объективное суждение о составе глубинных тел по их выходам на поверхность.

Существенным недостатком при изучении состава слоев земной коры является резко выраженный схематизм построений, особенно сейсмических, по самым верхним горизонтам коры. Комплексы разнородных по составу и генезису горных пород выступают как единое целое, осредняющее качества разных пород. В результате слои различаются не столько составом пород, сколько пропорциями между ними. А один и тот же сейсмический слой может включать широчайший набор пород даже при существенном различии их пропорций от района к району, что характерно, например, для Канадского, Украинского и Балтийского щитов.

При всех своих недостатках изучение состава слоев земной коры по выходам горных пород на земную поверхность является единственным прямым способом проверки гипотез о составе коры. Как правило, за выступы глубинных слоев земной коры принимаются выходы докембрийских метаморфических образований и реже интрузивные массивы кислого, среднего или основного состава. В местах предполагаемых выходов гранитного слоя в одних районах развиты граниты, в других разнообразные орто- и парагнейсы, кристаллические сланцы разной степени метаморфизма, иногда инфицированные дайками и штоками магматических пород от кислого до основного состава, в третьих пестрая мозаика гранитоидов и метаморфических пород. В районах предполагаемых выступов диоритового слоя также наблюдаются различные ассоциации магматических и метаморфических пород, но место гранитов

здесь занимают интрузивные породы от гранодиоритов до габбро-диоритов. На участках приближения к земной поверхности базальтового слоя широкое распространение получают интрузии и эффузивы основного состава.

Существенных петрографических различий в характере пород разных слоев земной коры при таком обобщенном подходе не намечается, если не считать явного различия по химизму интрузивных комплексов. Нет особых различий и в фациях метаморфизма пород, слагающих выступы глубинных слоев. Например, породы гранулитовой фации в Прибайкалье и Забайкалье встречаются в районах выходов на земную поверхность как гранитного, так и диоритового слоев. При этом гранулиты выступов диоритового слоя обычно гиперстен-диопсид-плаггиоклазовые, по составу близкие к основным и средним магматическим породам. Породы амфиболитовой фации метаморфизма также встречаются и в районах почти полного отсутствия гранитного слоя (например, в Бирюсинской глыбе Восточного Саяна), и на участках его мощного развития (в Дербинской зоне Восточного Саяна). Относительная независимость между слоями земной коры и метаморфической фациальностью находит объяснение в различии химизма пород одной и той же фации.

В то же время улавливается некоторая зависимость между фациями метаморфизма и элементами глубинного разреза коры. Так, породы гранулитовой и амфиболитовой фаций наиболее широко представлены в выступах диоритового слоя. Но объясняется это тем, что глубокому метаморфизму подверглись преимущественно древние породы повышенной основности. Различие между комплексами пород, характеризующих выступы гранитного и диоритового слоев, проявляется в их химизме. По химическому составу породы гранитного слоя оказываются близкими к гранитам, а породы диоритового слоя — к средним породам. Действительно, выступы гранитного слоя сложены кроме гранитов гранито-гнейсами, кварц-полевошпатовыми сланцами (Центральный Казахстан, Восточный Саян), а диоритового кроме диоритов диорито-гнейсами, слюдисто-хлорито-кварцевыми, слюдисто-хлоритовыми, хлоритовыми, амфиболитовыми и иными кристаллическими сланцами (Западный и Восточный Саяны). Таким образом, не литолого-петрографический, а средний химический состав пород является определяющим для физических характеристик слоев земной коры. Сходство слоев по составу с кислыми, средними и основными породами делает наиболее приемлемыми их старые названия: гранитный, диоритовый, базальтовый.

А. А. Ронов и А. А. Ярошевский [61] предприняли очередную попытку рассчитать модель химического строения земной коры на основе лито- и петрохимических, а также геофизических данных. К сожалению, материалы по глубинному строению коры не были приведены к стандартной скоростной модели, что, несомненно, резко повысило основность океанической коры и кислотность континентальной; тем не менее результаты этих расчетов дают общее

представление о химизме земной коры и ее слоев (табл. 3). Обращает на себя внимание очень высокая основность осадочного слоя, особенно в океанах. Континентальная и океаническая кора существенно различаются по содержанию титана, магния, кальция и особенно калия. Различие их по содержанию кремнезема, возможно, в действительности не столь велико, как это следует из таблицы.

ТАБ
Химический состав (%) зем

Слой	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Континентальная				
Осадочный	47,75	0,68	12,03	2,52
Гранитный	63,08	0,54	15,38	2,24
Базальтовый	54,84	0,84	14,28	2,42
Континентальная кора в целом	57,23	0,71	14,46	2,36
Океаническая				
Осадочный	34,62	0,48	8,45	4,46
Вулканогенно-осадочный	44,54	1,16	13,17	3,13
Базальтовый	49,43	1,49	15,50	2,47
Океаническая кора в целом	48,17	1,40	14,90	2,64
Кора в целом (с учетом суб-континентальной)	55,24	0,86	14,55	2,47

Природа сейсмических границ. Первоначально почти ни у кого не возникало сомнения в том, что сейсмические границы соответствуют геологическим, однако уже в 1954 г. Г. Лис указал на расхождение между ними. В 60-х годах появилось множество гипотез о природе глубинных сейсмических границ и о причинах их неувязки с геологическими разделами. Согласно этим гипотезам сейсмическую границу могли обусловить: уплотнение пород под давлением, метаморфизм, фазовые переходы, структурные границы, смена состава горных пород, существование в коре тонких слоев пород высокой плотности, наличие специфических прослоев, обогащенных каким-либо минералом, изменение влагонасыщенности пород, присутствие весьма протяженных горизонтальных разрывов, общее глобальное механическое напряжение в земной коре. Многие исследователи считают, что каждая сейсмическая граница имеет свою природу.

В настоящее время физико-механическими можно определенно считать лишь границы в верхних четырех-шести километрах земной коры, секущие снизу несогласно геологические структуры. Эти границы, очевидно, соответствуют интервалу глубины и давления, при которых закрывается трещиноватость и в основном пористость.

На экспериментальных кривых зависимости скорости сейсмических волн и плотности от давления указанным границам, которые получили название компрессионных, отвечает резкое изменение градиента плотности горных пород.

Многие геологи и геофизики, признавая изменение физических свойств вещества земной коры, отрицают изменение ее химиче-

ЛИЦА 3

ной коры и ее слоев

FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂
кора					
2,79	3,30	13,09	1,55	2,0	9,57
3,60	2,96	3,79	2,71	2,89	0,81
7,25	6,37	8,09	2,34	1,32	0,37
5,41	4,77	6,98	2,40	1,98	1,48
кора					
0,94	2,36	22,56	2,43	1,29	15,81
5,65	6,06	14,95	2,54	0,59	5,22
7,97	7,89	11,23	2,60	0,24	—
7,37	7,42	12,19	2,58	0,33	1,35
5,86	5,37	8,12	2,44	1,61	1,44

ского состава и относят границы раздела к уровням фазовых превращений пород [58 и др.]. Как следствие фазового перехода эклогита в базальт рассматривалась ими поверхность Мохо. После того как выяснилось, что для такого перехода требуется давление не менее $15 \cdot 10^8$ Па и что, несмотря на возможную обратимость процесса, эклогиты оказываются даже более устойчивыми в коре, чем базальты, такие фазовые границы стали предполагать развитыми локально [23 и др.].

Другие гипотезы объясняют сейсмические границы действием метаморфических процессов, приводящих к изменению химического состава пород. Например, Ю. В. Ризниченко и И. П. Косминская [1963 г.] считают границу Коппрада фронтом метаморфизма, изменившего состав и состояние вещества. Предполагается, что фронт метаморфизма подвижен и зависит от условий давления и температуры. И. П. Косминская [36] допускает, что «фронты метаморфизма могут сопоставляться с границами зон гранитизации, дегранитизации, эклогитизации, выделенных В. В. Белоусовым»; фронты метаморфизма могут и застывать, консервироваться, образуя в коре поверхности, сохраняющиеся весьма длительное время.

Х. Хесс [1969 г.] и С. В. Москалева [59] рассматривают сейсмические границы, в частности Мохо, как результат серпентинизации ультраосновных пород. А. Рингвуд, Д. Грин [54] и другие исследователи считают, что эта граница может быть следствием амфиболитизации основных пород. Ряд ученых настаивают на том, что сейсмические границы, по крайней мере внутрикоровые, являются структурными и представляют собой поверхности несогласия между разновозрастными структурными этажами. Большинство исследователей придерживаются мнения, что основные границы раздела в земной коре и ее подошва представляют собой (если не повсеместно, то в большинстве случаев) реальные поверхности, разграничивающие слои, сложенные породами разного химического или петрографического состава, без участия фазовых переходов или скользящих фронтов метаморфизма [19, 51, 66 и др.]. Достоинство гипотез, признающих первичный или, лучше сказать, фиксированный характер границ, разделяющих слои разного состава, заключается в том, что они объясняют и разнообразие положения сейсмических границ, и случаи контакта слоистого и неслоистого блоков земной коры, и резкость сейсмических границ, и независимость их от формы тектонических структур высоких порядков. К недостаткам этих гипотез следует отнести трудность их обоснования материалами приповерхностной геологии.

Некоторые представления о природе глубинных сейсмических границ основаны на весьма специфических явлениях, которые вряд ли имеют широкое развитие. Так, границы раздела в земной коре объясняются крупными силами основных пород, зонами изменения содержания плагиоклаза, гигантскими, почти горизонтальными сколами. Надо заметить, что последняя граница, будучи очень мало мощной и проходящей в однородной толще, не была бы зафиксирована методом преломленных волн, а при достаточно большой мощности она вела бы себя как волновод вследствие разуплотнения пород из-за трещиноватости.

Своеобразна гипотеза С. М. Григорьева [1971 г.] о природе границ Конрада и Мохо. Они располагаются на уровнях температуры критического состояния воды (374°C) и растворов (425—450°C). Исходя из того что кальций, магний и железо лучше растворяются в воде, чем в паре, а кремнезем — лучше в паре, чем в воде, С. М. Григорьев предполагает, что металлы переносятся водой вниз и у поверхности Мохо, где вода превращается в пар, отлагаются. Кремнезем же с паром переносится вверх и на уровне границы Конрада вследствие охлаждения пара выпадает в осадок. Между границами Мохо и Конрада постоянно циркулируют восходящие и нисходящие потоки растворов, образуя «дренажную оболочку земной коры». В этой гипотезе остается неясным, что заставляет атмосферные воды двигаться вниз — из зоны низкого давления в зону очень высокого давления; наивно также и ее геологическое обоснование.

Обилие точек зрения на природу границы Мохо и внутрикоровых границ раздела является, по-видимому, следствием большого

числа факторов, среди которых не последнюю роль играют и такие, как слабая изученность объекта, низкая детальность и схематизм геофизических данных о строении глубин, субъективизм исследователей и, конечно, сложность и неоднотипность объекта изучения. Можно, однако, без особого риска утверждать, что большинство гипотез отражает реально существующие случаи. Иногда в качестве внутрикоровых границ действительно могут регистрироваться крупные силлы, зоны разной обводненности или пористости, локальные области разогрева, изодинамические поверхности. Но, очевидно, наиболее часто отмечаются границы, разделяющие породы разного минералогического и химического состава, магматического или метаморфического генезиса.

Для суждения о геологической природе сейсмических границ существенное значение имеют такие их особенности, как четкость, резкость, шероховатость, соотношение с реальными границами. Например, структурная (стратиграфическая) граница, как и интрузивная, будет резкой, а метаморфическая скорее будет иметь характер переходной зоны. Данные ГСЗ допускают реальность существования в одних районах структурных границ, в других — метаморфических. Теоретически возможно появление фиктивных границ. Такие границы возникают вследствие волнистости поверхностей, смешения различных волн при интерпретации, их интерференции и т. д.

Представляя ход сейсмических лучей в земной коре, имея в виду те расстояния (десятки и сотни километров), на которых регистрируются волны, преломленные на глубинных границах, заранее можно утверждать, что при региональных сейсмических работах неизбежно будут получены сильно схематизированные изображения глубинной структуры. С. В. Крылов [1970 г.] установил, что при наличии складчатой структуры методы как преломленных, так и отраженных волн покажут пологие сейсмические границы, близкие к зеркалу складчатости. Для выяснения же особенностей структуры геологических границ необходимы детальные площадные наблюдения, поскольку важно изучить сейсмические эффекты структур как трехмерных тел. Следует отметить, что материалов детальных работ практически почти нет. И. В. Литвиненко [1976 г.] на примере Печенгской структуры показал, что при детальных работах методом отраженных волн отчетливо фиксируются реальные сравнительно крутые границы там, где методом преломленных волн по региональному профилю была получена субгоризонтальная граница.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В НЕКОТОРЫХ РЕГИОНАХ МИРА

В разных частях планеты земная кора изучена далеко не равномерно и не одинаково. Сейсмические исследования коры были сконцентрированы главным образом в южной части СССР, в США,

Западной Европе, а также в акваториях северо-западной части Тихоокеанского бассейна и в Атлантическом океане. Для значительно большей площади мощность коры, а иногда и глубина до кровли базальтового слоя вычислялись по аномалиям силы тяжести или даже по рельефу земной поверхности. Эти определения обычно базировались на корреляционных зависимостях между мощностью земной коры или ее слоев, установленной сейсмическими методами, и аномалиями силы тяжести или высотой земного рельефа [26].

Предпринимались структурные построения, обычно не глубже кровли базальтового слоя, и по магнитным аномалиям. Все чаще появляются материалы изучения земных глубин методами теллурических токов, магнитотеллурического зондирования и профилирования в разных вариантах. В большинстве случаев они дают представление о характере рельефа кристаллического фундамента и о зонах повышенной электрической проводимости, находящихся на разных глубинах в земной коре и верхней мантии. Сейчас сведения о глубинной структуре земной коры и мантии достаточно обширны. Они составляют содержание многих монографий и сборников [5, 6, 8, 12, 14, 26, 29, 30, 97 и др.]. Мы приведем лишь некоторые данные по отдельным регионам мира, чтобы дать представление о принципиально важных чертах строения земной коры и мантии.

Недостатком большинства сводных работ и обзоров по глубинному строению земной коры является обобщение разнородных, часто несопоставимых материалов. Авторы их, как правило, принимали интерпретацию исполнителей работ, не приводя материалы «к общему знаменателю». Во избежание указанных недостатков здесь характеристика глубинного строения различных регионов дается с позиции унифицированной скоростной и плотностной модели земной коры. Такой подход обеспечивает сопоставимость глубинных построений, выполненных даже разными независимыми методами, и вскрывает новые черты в строении коры.

СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ И НЕКОТОРЫЕ МОРЯ ЕВРАЗИИ

Общие черты глубинного строения территории СССР

По территории СССР в целом и по ее отдельным регионам имеется большое число публикаций, сопровождаемых картографическими или профильными изображениями глубинного строения. Наиболее обоснованной из карт рельефа поверхности Мохо является карта, составленная Н. А. Беляевским, А. А. Борисовым и И. С. Вольвовским [14]. В ее основу положены все имевшиеся к тому времени данные сейсмозондирования, сейсмопрофилирования и профильных сейсмологических наблюдений (рис. 55). Однако по обширным пространствам глубины до границы Мохо рассчитаны на базе зависимостей между мощностью коры и интенсивностью аномалий Буге.

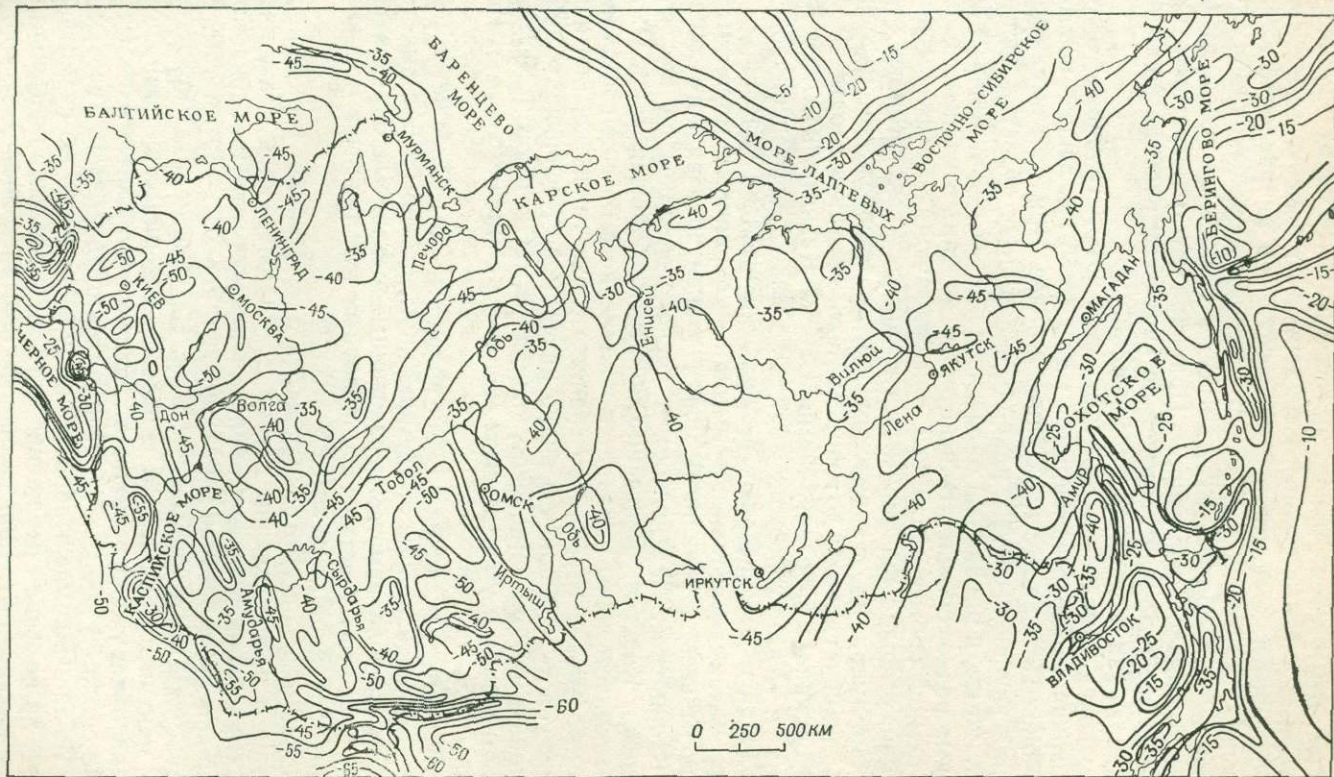


Рис. 55. Карта рельефа поверхности Мохо территории СССР и сопредельных стран [14].

Глубина до границы Мохо (км) дана от уровня моря.

На карте наиболее отчетливо проявляются две особенности. Во-первых, отмечается явное преобладание больших глубин на юге, в горных районах страны, и их закономерное общее уменьшение в северном направлении, а на востоке — в направлении к Тихому океану. Во-вторых, наблюдается резкая дифференциация глубин в южных (наиболее изученных) регионах и намного меньшая — на остальной территории. Причиной этого могут быть как действительное различие регионов по характеру рельефа подошвы земной коры, так и схематизм построений.

В пределах континента на территории СССР глубины залегания поверхности Мохо изменяются от 30 до 55 км, лишь в некоторых районах Памира достигая 60 км и более. При этом амплитуда колебания глубин в горных районах складчатых областей составляет 15—20 км, в равнинных областях и горных районах платформ 5—10 км, редко больше. В некоторых случаях глубины до подошвы земной коры в равнинных или слабо поднятых мелкосопочных районах вполне соизмеримы с глубинами в высокогорных районах. Например, на Украинском щите, Воронежском массиве, в Прибалхашье глубины до границы Мохо часто превосходят 50 км, будучи одинаковыми с глубинами в горах Кавказа, Южного Казахстана и Алтае-Саянской области. Однако дифференцированность глубин в высокогорных районах значительно больше.

В пределах акваторий внутренних и окраинных морей мощность коры весьма разная. В морях эпиконтинентального характера (Каспийское, Балтийское) и располагающихся на шельфах (Баренцево, Карское, Восточно-Сибирское, большая часть Охотского) мощность коры изменяется постепенно и обычно составляет 20—35 км. Иногда глубина до границы Мохо такая же, как и на соседних участках суши, что видно на примере Каспийского моря. Глубоководные моря (Японское, южная часть Охотского и Черное) отмечаются резким уменьшением мощности земной коры — до 15—20 км и менее.

Особенности изменения глубин подошвы коры более четко выступают на картах мощности земной коры, построенных с вычетом мощности покрова метаморфизованных осадочных образований и воды. При этом участки глубоководных морей имеют мощность консолидированной коры всего 5—10 км.

По-видимому, рассмотренная карта дает в общем верное представление о распределении глубин до подошвы коры. Так, работами ГСЗ в южной части Сибирской платформы, Прибайкалья и Забайкалья была установлена мощность коры 36—39 км там, где на карте указаны глубины 50—55 км. На участках, где предполагалась мантия с пониженной скоростью сейсмических волн, позднее была обнаружена граница с граничной скоростью 8,0 км/с на глубине около 55 км, т. е. подтвердилась правильность рисовки на карте. Из-за мелкомасштабности и обусловленного ею схематизма на карте не получили отражения хотя и малые, но принципиально важные изменения глубин подошвы коры на границах тектонических зон.

Складчатые области СССР

Дальний Восток. Стрoение зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, которая охватывает широкую полосу от западных берегов Охотского и Японского морей до глубоководных желобов, окаймляющих Курило-Камчатскую и Японскую островные дуги, неоднотипно [17 и др.]. В районе глубоководных желобов подошва коры резко погружается в сторону островных дуг примерно от 13 до 35 км (рис. 56, а); на склоне островного цоколя залегают слабо уплотненные осадки мощностью до 5—7 км. Ниже следует диоритовый слой повышенной основности мощностью 5—27 км. Между диоритовым и осадочным слоями со стороны островов вклиниваются породы с граничной скоростью 5,0—5,5 км/с, их мощность достигает 4—6 км. Эти породы обычно относят к гранитному слою, но более вероятно, что они принадлежат вулканогенно-осадочному слою. Скорость сейсмических волн в мантии изменяется от 7,7 до 8,0 км/с, а в приокеанической части даже до 8,9 км/с. Непосредственно под островными дугами мощность коры несколько уменьшается в сторону приконтинентальных бассейнов. В диоритовом слое значения скорости изменяются от «гранитных» до «базальтовых», а какие-либо внутренние границы не фиксируются; мощность слоя 8—28 км.

Под глубоководными котловинами морей подошва коры находится на глубинах 10—15 км при мощности ее около 6—10 км. Верхнюю часть коры здесь составляет осадочный слой, нижнюю — базальтовый мощностью до 4—6 км каждый. За пределами глубоководных котловин в Охотском и Японском морях осадочный слой, будучи мощным в прогибах (5—7 км и более), утоняется до первых сотен метров в поднятиях морского дна, в частности на Охотской возвышенности. Он подстилается гранитным слоем ($v_r = 5,5 \div 6,0$ км/с) мощностью 10—18 км. Основание коры составляет базальтовый слой со скоростью в среднем около 7 км/с, мощностью 5—15 км. Глубина залегания подошвы коры 18—36 км. Под Сахалином и материковым склоном наблюдается погружение поверхности Мохо и кровли базальтового слоя и увеличение мощности вулканогенно-осадочного и гранитного слоев, а также коры в целом.

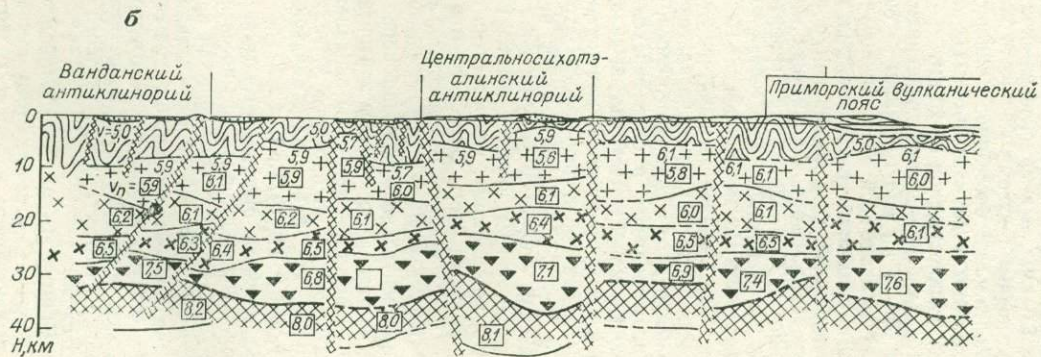
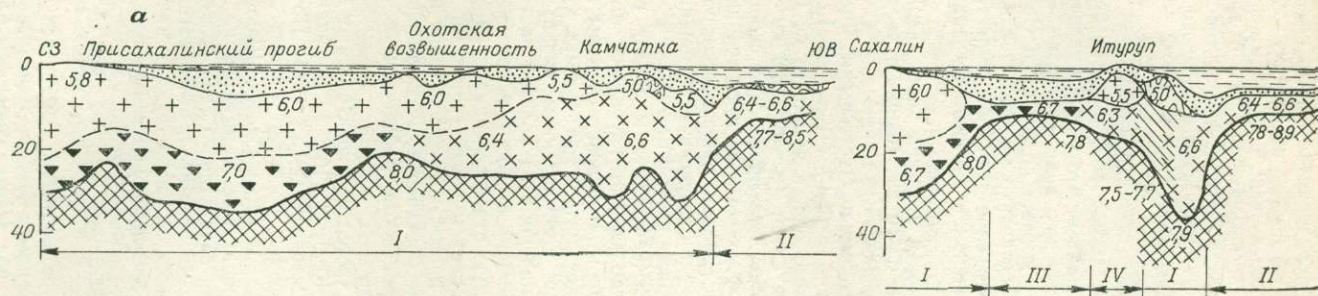
Таким образом, в зоне перехода от континента к океану глубоководные котловины морей отчетливо выделяются малыми глубинами до поверхности Мохо и резко пониженной мощностью коры. В отличие от коры океанов здесь хорошо развит осадочный слой. Островные дуги и прилежащие к ним глубоководные желоба характеризуются резким преобладанием диоритового слоя и пониженной скоростью упругих волн в мантии. Под краевой частью островных дуг иногда регистрируются резкие колебания скорости в коре на всех глубинах, что, по-видимому, указывает на слабую дифференцированность материала коры. Большая часть Охотского моря имеет мощный гранитный слой, относительно менее мощный базальтовый, а в прогибах также и осадочный. В общем кора здесь похожа на кору некоторых континентальных районов и названа «субконтинентальной». Земная кора прибрежных районов и о. Сахалин уже ничем не отличается от коры континентов.

О стрoении земной коры окраинных частей континентов дают представление результаты ГСЗ по профилю Магадан—Колыма [19], по профилям в Приморском крае [22, 57] и на Камчатке [Потапьев С. В., 1975; Потапьев С. В., Мараханов В. И., 1974 г.].

На профиле Магадан—Колыма, пересекающем Охотско-Чукотский окраинный вулканический пояс и миогеосинклинальные мезозонды, на глубине 20—22 км фиксируется слабеволнистая кровля базальтового слоя пониженной основности, а на глубине 5—7 км — кровля гранитного слоя, выше которой залегают, очевидно, образования верхоянской серии.

На северо-востоке, где почти по всеобщему признанию геосинклинальные комплексы образовались на досреднепалеозойской платформе, разрез коры принципиально не отличается от такового в Охотском море. Разница их лишь в мощностях слоев.

В Приморье (рис. 56, б) мощность земной коры изменяется от 30—35 км под Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогенным поясом, Ванданским антиклинорием и Ханкайским массивом до 40 км под Центральносихотэ-Алинским антиклинорием. В земной коре на глубинах от 9 до 18 и от 14 до 20 км прослежи-



ваются границы двух базальтовых слоев: с пониженной и нормальной скоростью. Диоритовый слой залегает на глубине 10—17 км. На ряде участков южнее приведенного профиля поверхность диоритового слоя ($v_T = 6,2 \div 6,7$ км/с) фиксируется на глубинах 4—10 км; эта поверхность выпуклая под Сихотэ-Алинем, вогнутая под Восточно-Сихотэ-Алинским антиклинорием и почти ровная под Ханкайским массивом. Выше кровли гранитного слоя, залегающего на глубинах 0—8 км, располагается вулканогенно-осадочный слой ($v_{EP} = 4,4 \div 5,0$ км/с). Все сейсмические границы, в том числе и поверхность Мохо, испытывают прогибание в области мезо-кайнозойского прогиба на юге Приморья. В зоне байкальской и герцинской складчатости почти при такой же мощности коры соотношения слоев существенно иные. Здесь слабо развит и не отделяется от вулканогенно-осадочного гранитный слой. Диоритовый слой отчетливо проявлен, но существенно уступает по мощности базальтовому. Кора в целом характеризуется большей основностью. Можно полагать, что земная кора Приморья сложена еще слабо дифференцированным материалом; это вполне согласуется с представлением о заложении геосинклиналей Приморья непосредственно на базальтовом слое. В этом отношении Приморье сходно с островными дугами.

На Камчатке мощность земной коры составляет около 30 км на западе, 36—40 км под горными хребтами в ее средней части и 36 км на востоке. В коре выделяется до пяти слоев. В нижней части коры залегает базальтовый слой повышенной основности ($v_n = 7,2 \div 7,8$ км/с) мощностью 7—10 км. Выше следует слой с $v_n = 6,4 \div 6,6$ км/с толщиной несколько километров, кровля его находится на глубине 20—25 км. Верхнюю часть коры составляют два гранитных слоя: $v_n = 5,5 \div 6,0$ км/с. Граница, их разделяющая, имеет обратные соотношения с нижележащей поверхностью. В восточной части Камчатки под вулканогенно-осадочным слоем на глубинах 5—10 км отмечается кровля диоритового слоя [Потапьев С. В., 1975 г.; Потапьев С. В., Мараханов В. И., 1974 г.]. По другой модели в Центральной Камчатке на глубине 3—8 км залегает базальтовый слой ($v_n = 6,6 \div 6,7$ км/с), на глубинах 22—30 км — слой пониженной скорости. Зона перехода от коры к мантии прослеживается в интервале глубин от 27—32 до 40—45 км [Утасин В. В. и др., 1975 г.]. Соответствующий разрез (рис. 56, в) приведен в нашей интерпретации.

Для территории Дальнего Востока и Северо-Востока СССР выполнено много работ по построению карт рельефа подкорового слоя на основании корреляционных зависимостей между аномалиями силы тяжести и мощностью коры; используются также данные магниторазведки. Расчеты показали, что во впадинах океанического типа магнитные тела располагаются либо целиком в мантии, либо нижней частью в мантии, верхней — в земной коре. В островных дугах они размещены на различных уровнях, а в коре континентального типа — полностью в ее верхней части. В последнем случае нижние кромки магнитных тел редко опускаются ниже 5—7 км, лишь в единичных случаях достигают глубин 20—25 км. Эти различия, вероятно, отражают термическое состояние и термическую историю коры и верхней мантии в разных регионах.

Сопоставлением наблюдаемых аномалий силы тяжести с вычисленными по сейсмическим разрезам земной коры под островными дугами определена недостаточная плотность 0,07—0,20 г/см³ легких блоков мантии и положение их подошвы на глубине 75—125 км от уровня моря при ширине, соизмеримой с глубиной [75 и др.]. Это понижение плотности одни исследователи связывают с тепловым расширением пород мантии, другие — с изменением их состава. Очевидно, проявляются оба эффекта, но их относительная роль пока не выяснена. Магнитотеллурические зондирования указывают проводящие зоны на глубинах 40—60 и 120—140 км в Приморье и 20—40 км на Сахалине. Эти зоны связываются с повышенным разогревом пород.

Гипоцентры землетрясений на Дальнем Востоке образуют некоторую фокальную зону, падающую в сторону материка под углом около 34° до глубин 300 км и затем под углом 58—60° до глубин 700 км. На земную поверхность эта зона выходит на приокеаническом склоне островных дуг. Гипоцентры распределены по глубине неравномерно, в ряде интервалов они отсутствуют, что связывается с наличием здесь астеносферных слоев [75]. Многими геофизиками отмечается приуроченность фокальной зоны к участкам, где нет магнитных аномалий. Представляет интерес также то обстоятельство, что области эпицент-

тров землетрясений с глубиной очагов 110—175 км совпадают с поясом действующих вулканов. Таким образом, и особенности строения коры и мантии, и сейсмичность, и магматизм зоны островных дуг находятся в корреляционной и, надо думать, в причинной зависимости друг от друга.

Забайкалье, Прибайкалье и Алтае-Саянская горная область. На обширной территории юга Сибири земная кора подверглась довольно интенсивному изучению, но главным образом гравиметрическим, магнитометрическим, сейсмологическим и геолого-геофизическим методами. Немногочисленные сейсмические профили, пройденные часто по упрощенной методике точечных зондирований, приходится на крайнюю северо-западную часть Алтае-Саянской области, Прибайкалье и Забайкалье. В Прибайкалье и Забайкалье были выполнены также работы МОВЗ и магнитотеллурические зондирования, давшие сведения о верхней мантии.

Южное горное обрамление Сибири представляет собой сложную мозаику разновозрастных тектонических зон с резко непохожими историей и режимом развития. Здесь присутствуют структурно-формационные комплексы от верхнеархейских до кайнозойских и от протогоэосинклинальных до платформенных. Высотные отметки новейших структур изменяются от отрицательных значений в Байкальской впадине до 3000 м на Витимском нагорье и 4000—4500 м на Алтае. Южные районы Алтае-Саянской горной области и Прибайкалье характеризуются высокой сейсмичностью.

Наиболее полно и детально строение земной коры на этой территории изучено геолого-геофизическим методом на базе гравиметрических, аэромагнитных, петрофизических и геологических данных [32, 44]. На большей части территории разделить вулканогенно-осадочный и гранитный слои оказалось невозможно (в основном из-за недостаточной детальности), поэтому они часто принимались за один — условно-гранитный — слой. Данные о мощности вулканогенно-осадочного и собственно гранитного слоев отрывочны и относятся преимущественно к опорным профилям.

Вулканогенно-осадочный слой, который в областях развития докембрийских пород может быть назван метаморфическим, а точнее вулканогенно-осадочно-метаморфическим, не имеет сплошного распространения. Его мощность изменяется часто и весьма резко от 0 до 8 км в зависимости от тектонической зональности, в большинстве случаев она равна 2—5 км. Гранитный слой на Алтае и в Забайкалье имеет мощность 2—6 км, а в раздувах даже 10—15 км. Местами, однако, он совершенно выклинивается; в Кузнецком Алатау, Восточном Саяне и Восточной Туве этот слой развит спорадически и образует тела в форме линз или плит [Моисеенко Ф. С., 1977 г.].

Условно-гранитный слой (включающий вулканогенно-осадочный и собственно гранитный слои) развит очень неравномерно (рис. 57, 58). Наибольшая мощность его отмечается на Алтае, где часты утолщения до 8—15 км, а выклинивания редки. Для средней части Алтае-Саянской области, а также для Бийско-Барнаульской впадины обычны малые мощности (2—6 км), а утолщения (до 8—14 км) сравнительно немногочисленны и невелики по площади (рис. 58, а). В Восточном Саяне и Восточной Туве условно-гранитный слой имеет мощность 1—4 км, редко 6—8 км, на обширных территориях он вообще отсутствует. За Байкалом мощность слоя в общем несколько возрастает (до 15 км), особенно в пределах юго-восточного Забайкалья и Витимского нагорья. В области Яблонового и Станового хребтов она редко превосходит 5—6 км.

Диоритовый слой также испытывает существенные изменения мощности от одного региона к другому (рис. 58, б). Большие мощности (8—16 км) отмечаются в западной (Салаиро-Алтайской) части Алтае-Саянской области, в Кузнецком Алатау и Забайкалье (8—18 км), максимума они достигают в Западном Саяне, и особенно в его западной половине (20—28 км). Наименьшей мощностью диоритового слоя отличается средняя часть Алтае-Саянской области, и особенно Восточная Тува (рис. 57, профиль IV).

Базальтовый слой характеризуется большой мощностью (25—35 км) почти на всей территории Алтае-Саянской области и Забайкалья. Лишь в Западном Саяне его мощность уменьшается до 16—17 км. В Восточной Туве она нередко составляет 40 км и более. В Забайкалье мощность базальтового слоя повы-

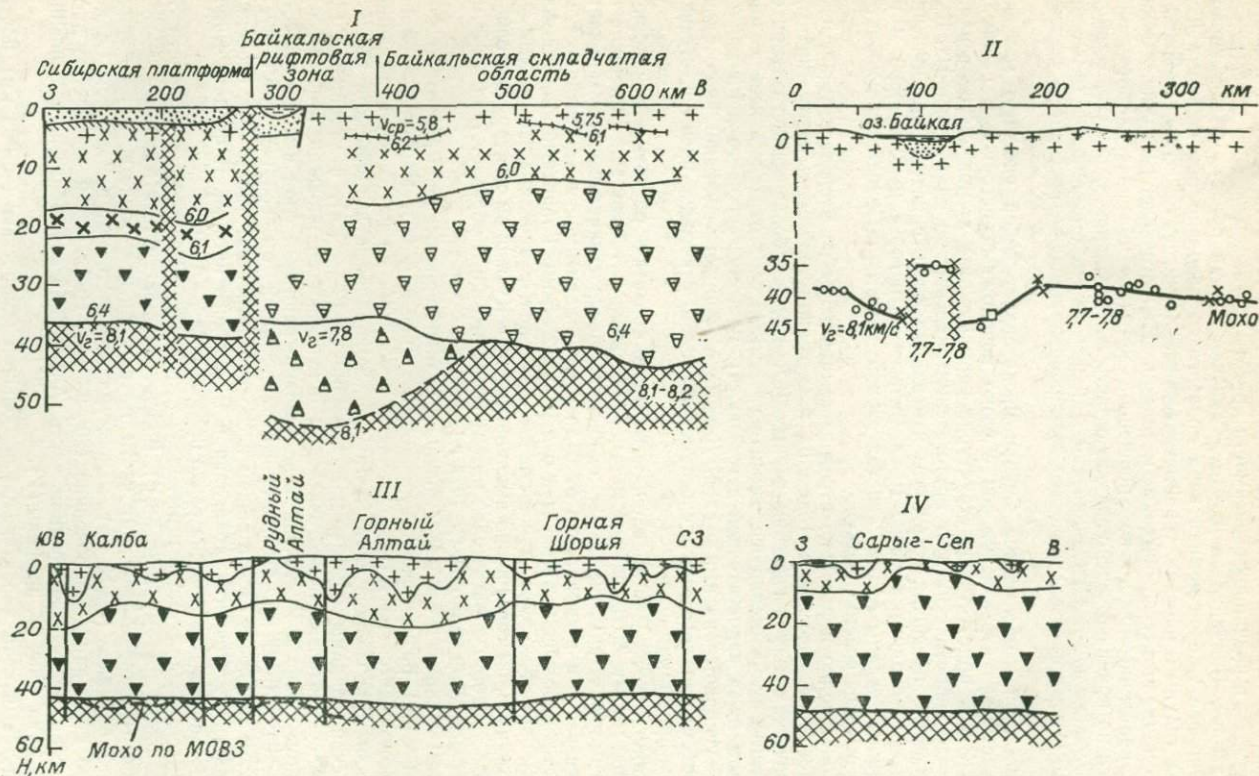


Рис. 57. Сейсмические разрезы Байкальской горной страны (I, II) и геолого-геофизические разрезы западной части Алтае-Саянской области (III) и Восточной Тувы (IV) [32, 73].

Усл. обозначения см. на рис. 44.

шается с юга на север. Земная кора утолщается в юго-восточном направлении от 38 до 54 км, ее мощность максимальна в высокогорной части Тувы.

Мощность и характер распределения масс слоев земной коры, особенно гранитного и диоритового, зависят от тектонической зональности. В одних зонах (Рудно-Алтайская, Салаиро-Алтайская) утолщения и утонения условно-гранитного слоя имеют в плане линейные очертания, в других (Восточно-Тувинская, Хамар-Дабанская) неправильную форму, в третьих (Успенская зона, Кузнецкий Алатау, Горная Шория) отмечаются резкие изменения мощности. Кровля гранитного слоя в отдельных тектонических зонах погружается до 6—8 км, а диоритового до 15—18 км. Значительной сложностью характеризуется рельеф базальтового слоя (рис. 58, в). Глубина залегания его кровли изменяется от 8 до 25 км, а местами она находится в 2—4 км от земной поверхности. Наиболее приподнятое положение кровли базальтового слоя отмечается в Кузнецко-Саянской части Алтае-Саянской области. К западу и востоку от Восточной Тувы и Восточного Саяна она погружается, особенно значительно в западной части Западного Саяна. Базальтовый слой в Рубцовском поднятии залегает на глубине 10—12 км, в соседней Обь-Зайсанской зоне 20—22 км, в Минусинской зоне 8—14 км, рядом в Западно-Саянской 26—27 км.

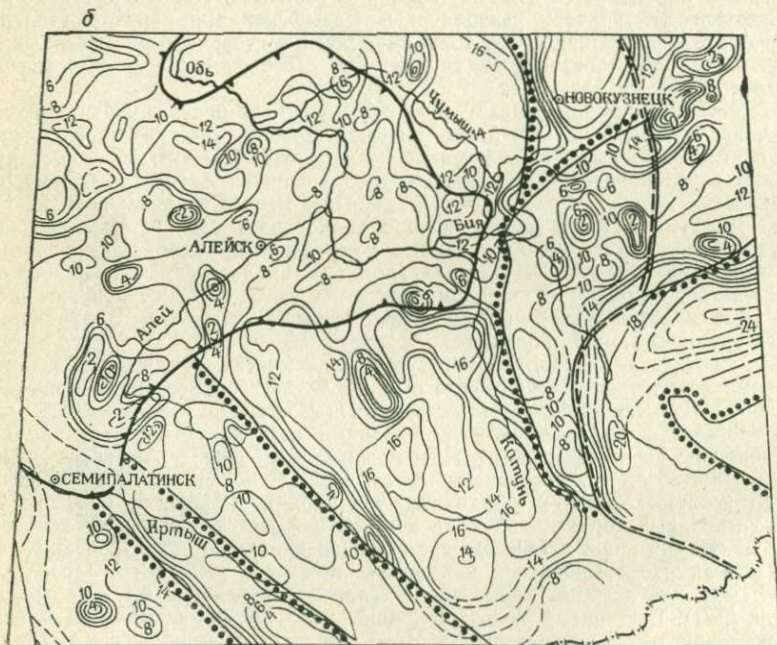
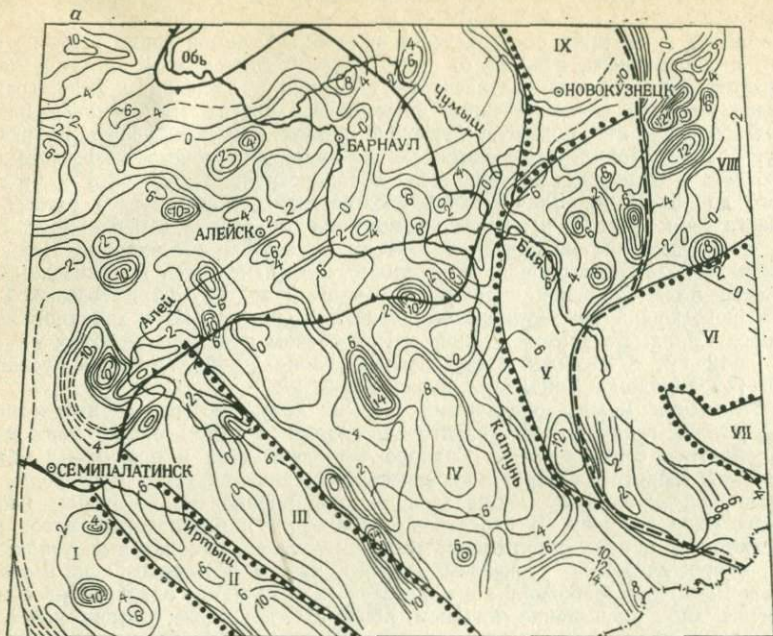
Соотношения между различными слоями коры сложны и неоднотипны. Между условно-гранитным и диоритовым слоями в самом общем виде намечается обратное соотношение в Салаиро-Алтайской зоне и прямое на Саяно-Байкальской территории. При этом изменение мощностей слоев происходит непропорционально; на фоне общих зависимостей проявляются частные, иногда противоположные общим. В поведении диоритового и базальтового слоев прослеживаются в общем обратные соотношения, т. е. региональные утолщения одного сопровождаются утонением другого. Но в Кузнецко-Горно-Шорском районе и Восточном Забайкалье в ряде случаев отмечается одновременное либо увеличение, либо уменьшение мощности обоих слоев. Особые соотношения слоев земной коры наблюдаются в зонах глубинных разломов. Например, в зоне Монголо-Охотского глубинного разлома и в Иртышской зоне смятия утолщение каждого из нижележащих слоев коры смещается в сторону более молодых геосинклинальных прогибов, что, видимо, связано с ростом слоев за счет ювенильного магматического материала.

По сейсмологическим данным одни исследователи рисуют картину изменения мощности земной коры в Алтае-Саянской области, качественно и количественно почти тождественную полученной геолого-геофизическим методом, другие выявляют глубокий прогиб кровли подкорового слоя на Алтае (до 62 км), продолжающийся на восток в Западный Танну-Ола. В. С. Сурковым и П. И. Морсиным [1971 г.] построен рельеф кровли подкорового слоя, который в общем представляет собой зеркальное отражение осредненной земной поверхности, но с увеличенными вертикальными амплитудами: разница глубин подкорового слоя под соседними хребтами и впадинами достигает 5—16 км даже при разнице их высот всего в сотни метров и первые километры. По-видимому, такая картина рельефа подошвы земной коры близка к действительной.

По петрофизическим данным и результатам расчетов на основе гравитационных аномалий плотность диоритового слоя на Алтае и в Восточном Саяне равна 2,75 г/см³, в Кузнецком Алатау и, возможно, в Восточной Туве около 2,80 г/см³.

Глубинными сейсмическими исследованиями изучено строение земной коры юга Сибири по серии профилей в Прибайкалье и Забайкалье; по профилю Колпашево—Таштагол, пересекающему своей южной половиной Обь-Зайсанскую зону, Кузнецкую котловину и заходящему в Горную Шорию; по профилю Барнаул—Усть-Нарык, проходящему от центральной части Кузнецкой котловины через Салаирский кряж в Бийско-Барнаульскую впадину [3, 71, 73 и др.].

В южной части Сибирской платформы мощность земной коры составляет около 37 км, она залегает на мантии с граничной скоростью 8,1 км/с (рис. 57, профили I, II). Восточнее в полосе шириной около 150 км, называемой Байкальской рифтовой зоной, за поверхность Мохо принималась граница с $v_r = 7,8$ км/с, которая отмечается в районе Байкала на глубине 36—37 км. Продолжением этой границы на восток считалась сейсмическая граница с нормальной для мантии скоростью, понижающаяся через ряд уступов до 40—46 км. Недавно,



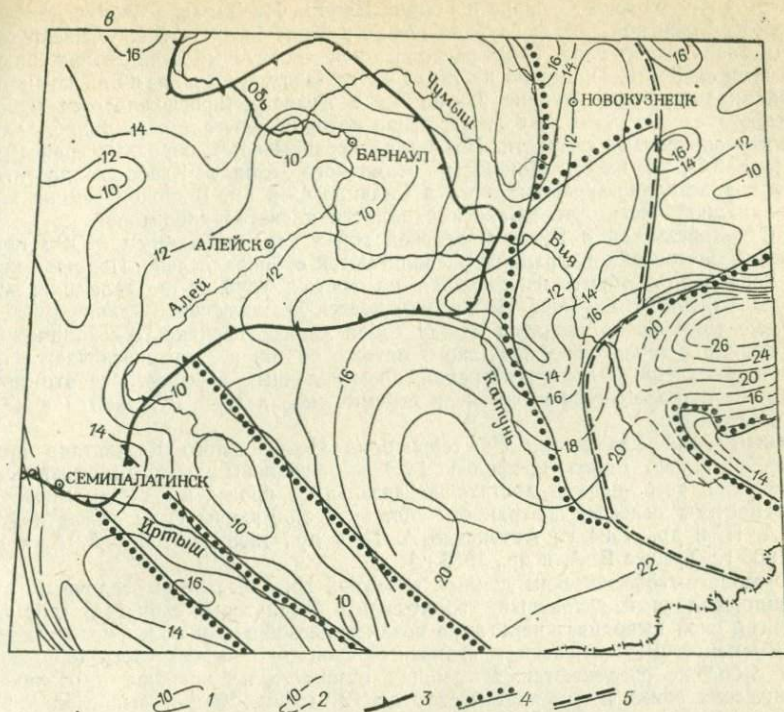


Рис. 58. Карты мощности условно-гранитного (а), диоритового (б) слоев и над-базальтового отдела коры (в) западной части Алтае-Саянской области [Моисеенко Ф. С., 1977 г.].

Зоны: I — Обь-Зайсанская, II — Иртышская, III — Рудно-Алтайская, IV — Салаиро-Алтайская, V — Уйменско-Лебедская, VI — Западно-Саянская, VII — Тувинская, VIII — Минусинская, IX — Кузнецкая.

Изолинии мощности слоя, км: 1 — более надежные, 2 — менее надежные; 3 — граница развития мощных платформенных отложений; разломы и зоны разломов, разграничивающие: 4 — тектонические зоны, 5 — тектонические области.

однако, было установлено, что ниже так называемой мантии с пониженной скоростью на глубине около 55 км залегает мантия с обычными для нее параметрами [Крылов С. В. и др., 1974 г.]. Это дает основание считать аномальную мантию базальтовым слоем повышенной основности.

В земной коре Западного Забайкалья (рис. 57, профиль I), кроме того, фиксируются кровля диоритового слоя с $v_{ср} = 6,4$ км/с на глубине 15—17 км и поверхность с $v_r = 6,2$ км/с на глубине около 4 км, выше нее скорость $v_{ср} = 5,3$ км/с. Сейсмическая кровля диоритового слоя существенно отличается по рельефу от установленной по геолого-геофизическим данным; видимо, справедливо ее считают результатом компрессионного эффекта. Некоторые геофизики [62] допускают существование под Байкальской рифтовой зоной на глубине 12—18 км волноводного слоя с понижением скорости продольных волн на 0,2—0,3 км/с.

Работы МОВЗ рисуют в Прибайкалье и Забайкалье сложную картину глубинной структуры [Аргутин Т. А., 1974 г., Щербакова Б. Е. и др., 1969 г.]. Как кора, так и мантия представляются многослойными. При этом все границы в общем параллельны одна другой. Надо отметить, что эти границы существенно отличаются и от геолого-геофизических и от зарегистрированных ГСЗ.

По данным ГСЗ в северо-западной части Алтае-Саянской области подошва коры залегает на глубинах 38—40 км в пределах Западно-Сибирской плиты, Бийско-Барнаульской впадины и Кузнецкой котловины, 45 км в Томь-Колыван-

ской зоне и 47—48 км в Салаире и Горной Шории. На Западно-Сибирской плите и в Томь-Колыванской зоне на глубине 17—20 и 22 км соответственно фиксируется граница базальтового слоя. Выше располагается диоритовый слой с пониженными значениями скорости. Примерно на таких же глубинах в Салаире и Бийско-Барнаульской впадине и на глубине 28—30 км в Кузбассе прослеживается кровля диоритового слоя с $v_r = 6,2 \div 6,3$ км/с, выше которой залегает слой также с «диоритовыми» значениями скорости. Последний перекрывается породами гранитного слоя ($v_r = 5,7 \div 5,8$ км/с). Мощность осадочного слоя в Кузбассе достигает 7—10 км, а осадочно-вулканогенного в Салаире 4—6 км. В общем земная кора северо-западной части Алтае-Саянской области является диоритовой.

В Обь-Зайсанской и Рудно-Алтайской зонах кора по данным МОВЗ представляется многослойной, границы располагаются субпараллельно. Подошва коры очень неровная, в общем наклоненная на восток, глубина ее залегания 42—50 км. В мантии до глубины 120 км намечается не менее пяти границ раздела.

Кроме того что не сходятся между собой данные глубинного сейсмического зондирования и геолого-геофизического метода, от тех и других отличаются построения, полученные при регистрации промышленных взрывов. Все это показывает, что и геолого-геофизические и сейсмические данные нуждаются в дальнейшем уточнении.

Центральный Казахстан. На территории Центрального Казахстана найдено сравнительно много профилей ГСЗ и выполнены геолого-геофизические построения, в том числе и достаточно детальные; проведены также многочисленные расчеты рельефа поверхности Мохо по аномалиям силы тяжести [Андреев А. П. и др., 1964 г.; Антоненко А. Н. и др., 1968 г.; Попов А. А. и др., 1967, 1968 г.; Хрычев Б. А. и др., 1976 г.].

По геолого-геофизическим данным в земной коре выделены осадочный, вулканогенно-осадочный, гранитный, диоритовый и базальтовый слои [44] (рис. 59). Осадочный слой выполняет некоторые позднепалеозойские и более молодые прогибы. Вулканогенно-осадочный и гранитный слои на большей части территории между собой не разделяются. Их общая мощность неодинакова в различных тектонических зонах и изменяется от 0 до 12—15 км. Диоритовый слой характеризуется мощностью 0—26 км, на значительной части территории 12—16 км. Региональное утолщение слоя наблюдается в юго-восточной части территории. По распределению масс диоритовый и гранитный слои в общих чертах сходны, но бывает, что утонению одного слоя соответствует утолщение другого, и наоборот. Очертания и ориентировка локальных изменений мощности обоих слоев обычно соответствуют поведению складчатых структур. Базальтовый слой имеет мощность от 18 до 30 км. В рельефе его кровли выделяется прогиб почти широтного простирания, прослеживающийся от гор Улутау до Чингиза. Глубина залегания базальтового слоя в этом прогибе 20—28 км. К северу и к югу от него кровля слоя воздымается до глубины 16—18 и 12—14 км соответственно. Таким образом, в Центральном Казахстане по сравнению с Алтае-Саянской областью наблюдается увеличение мощности надбазальтовой части коры.

Данные ГСЗ по большинству профилей (Темиртау—Балхаш, Петропавловск—Темиртау, Арысь—Балхаш, Каражальский, Джезказганский, Тенизский) существенно отличаются от геолого-геофизических лишь изображением деталей рельефа подошвы коры, которые геолого-геофизическим методом не фиксируются, и иногда рисовкой структуры верхних горизонтов коры. По ГСЗ подошва земной коры при глубинах залегания от 39 до 54 км имеет в юго-восточной части Центрального Казахстана локальный прогиб глубиной 8—10 км, а в Тенизской впадине поднятие на 3—4 км. На профиле Арысь—Балхаш зафиксированы резкие ступенчатые изменения глубин подошвы коры на 4—7 км. На ряде профилей выявляются также ступени по 5—7 км в кровле базальтового слоя. Кроме главных границ раздела в коре обнаружено большое число ограниченных поверхностей и площадок. Иногда их без должных оснований объединяют в сплошные границы (Джезказганский профиль), что создает впечатление многослойности коры. Данные ГСЗ свидетельствуют о значительной сейсмической неоднородности слоев земной коры. Так, вдоль границ раздела скорость волн изменяется от 7,1 до 7,6 и от 5,6 до 6,6 км/с, т. е. больше, чем от слоя к слою. На поверхности Мохо $v_r = 8,0 \div 8,2$ км/с, а в наиболее прогнутых ее частях 8,4—8,5 км/с.

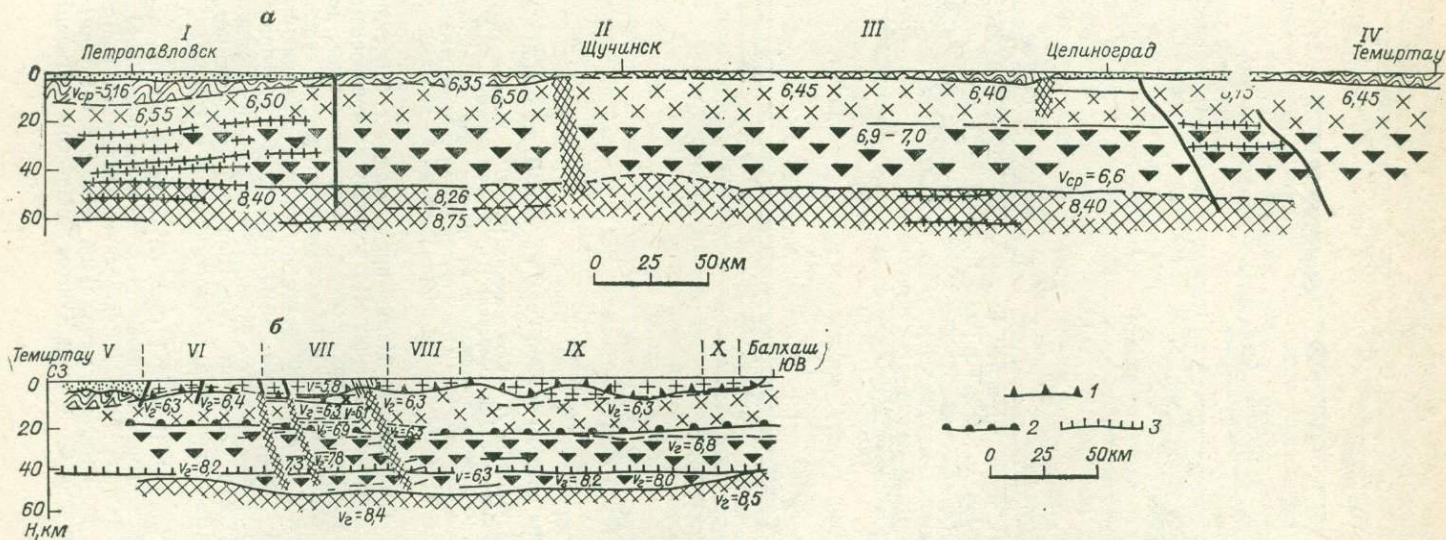


Рис. 59. Сейсмические и геолого-геофизические разрезы земной коры Центрального Казахстана.

Профили: а — Петропавловск—Темиртау [Антоненко А. Н., Дубровин Г. К., 1968 г.], б — Темиртау—Балхаш [Попов А. А. и др., 1967 г.]; геолого-геофизические границы даны по Ф. С. Моисеенко [44].

I — Западно-Сибирская плита; II — Кокчетавская глыба; III — Восточно-Кокчетавский прогиб; IV — Ерментауский антиклинорий; V — Карагандинская мульда; VI — Тектурмасский антиклинорий; VII — Успенский синклинорий; VIII — Жаман-Сарысуейский антиклинорий; IX — Токкрауский синклинорий; X — Бектаута-Аксоранская зона гранитоидов.

Кровля слоев (по данным геолого-геофизического метода): 1 — диоритового, 2 — базальтового, 3 — подкорового; остальные усл. обозначения см. на рис. 44.

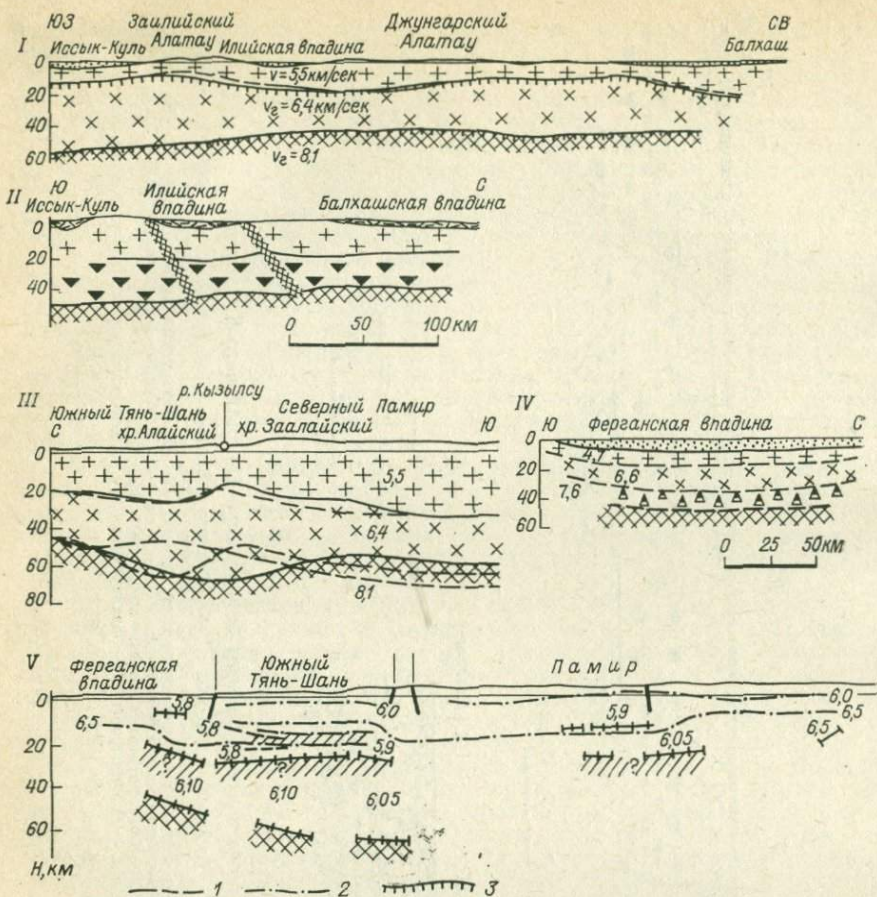


Рис. 60. Сейсмические разрезы земной коры на Тянь-Шане и Памире.

I — Иссык-Куль—Тескенсу—Балхаш [19]; II — Каскеленский [18]; III — Южный Тянь-Шань—Памир [14]; IV — Вуадиль—Абадан (Фергана) [14]; V — Ош—Зоркуль [62].

1 — поверхности, построенные без учета преломления на границе диоритового слоя (профили I, III); 2 — линии равной скорости, км/с (V); 3 — границы по гравиметрическим данным с учетом ГСЗ (I); остальные усл. обозначения см. на рис. 44.

Тянь-Шань и Памир. Тянь-Шань и Памир представляют собой складчато-глыбовые области весьма сложного строения. По возрасту завершающей складчатости на Тянь-Шане выделяются тектонические зоны от каледонских до позднегерцинских. На Памире докембрийские и палеозойские структуры существенно переработаны мезозойскими и кайнозойскими тектоническими движениями. В новейшей структуре горной Средней Азии преобладают глыбовые формы с амплитудой 3—6 км. О строении земной коры Тянь-Шаня и Памира дают представление профили ГСЗ в Северном Тянь-Шане, Ферганской котловине, Южном Тянь-Шане и Памире, а также сейсмологические материалы [14, 31, 62 и др.].

По данным первых ГСЗ [14, 19 и др.] (рис. 60) в восточной части Северного Тянь-Шаня мощность земной коры изменяется от 40 км под Илийской долиной до 48—50 км под Заилийским и Джунгарским Алатау; на востоке она достигает 60 км. На мантию налегает диоритовый слой с $v_1=6,4$ км/с. Его кровля поднимается до глубины 8—10 км в Кунгее, Заилийском и Джунгарском

Алатау и погружается в сторону Иссык-Кульской и Илийской впадин до 17 км. Мощность диоритового слоя 37—45 км под хребтами и 27—42 км во впадинах. Мощность гранитного слоя ($v=5,5$ км/с) равна 8—10 км в хребтах и 10—17 км во впадинах. Сходное строение коры отмечается и в западной части Киргизского хребта.

Принципиально иную картину строения коры в Заилийском Алатау и на прилежащих к нему с севера территориях предлагают И. К. Пушкарев и В. И. Шапилов [18]. Их вариант разреза коры на Северном Тянь-Шане отличается наличием нормального базальтового слоя и глубоким залеганием его кровли под хребтами.

В Южном Тянь-Шане в районе Алайского хребта мощность земной коры 50—70 км. Она резко уменьшается до 50 км в Памиро-Алайской тектонической зоне. На мантии залегает диоритовый слой. Его кровля фиксируется на глубинах 20—27 км в Алайском хребте, 16—25 км в Алайской долине и Заалайском хребте, 30—35 км на Памире. Максимальная мощность диоритового слоя около 50 км. Гранитный слой имеет наибольшую мощность на Памире (30—35 км) и наименьшую в Алайской долине (17—18 км). Судя по новым данным [62], в нижней части разреза коры выделяется два слоя пониженной скорости, причем значения скорости нарастают к подошве коры до 6,7—7,2 км/с. Отмечается поднятие кровли диоритового слоя на южном Памире и в Ферганской впадине до глубины 10 км. К югу от Памира, в Гималаях, поверхность Мохо методом отраженных волн зафиксирована на глубине до 76 км [96].

В Ферганской впадине кора многослойная, поверхности слоев почти параллельны друг другу, все слои прогнуты в середине впадины и воздымаются к ее окраинам подобно рельефу фундамента мезозойской и кайнозойской толщ. Общая мощность коры 45—48 км.

В. И. Уломовым по сейсмологическим данным построены схемы рельефа поверхности Мохо и кровли базальтового слоя. На них достаточно отчетливо проявляется увеличение мощности коры до 75 км и мощности сейсмического гранитного слоя до 40 км и более на Памире. Пределы изменения мощности земной коры в регионе 42—75 км, гранитного слоя 5—50 км. В общем кора утолщается в южных районах и заметно утончается в западных отрогах Тянь-Шаня. Она характеризуется низкой основностью и, возможно, отсутствием базальтового слоя. Основность коры более высокая в Северном Тянь-Шане, более низкая в Южном Тянь-Шане и на Памире. Западные районы Тянь-Шаня отличаются высокой основностью коры и простотой соотношений между слоями.

Геофизики Узбекистана [31; Хамрабаев И. Х., 1974 г.] на основе сейсмологических данных и ранее выполненных ГСЗ выделяют в разрезе коры Южного и Среднего Тянь-Шаня шесть слоев; судя по значениям скорости продольных волн это вулканогенно-осадочный, гранитный, два диоритовых и два базальтовых. Наряду с обычной слоистостью, характеризующейся последовательным нарастанием скорости с глубиной, в коре выявлены слои и линзы высоко- и низкоскоростных пород мощностью 2—4, редко 10 км. Согласно построениям Н. К. Булина по МОВЗ [76], мощность земной коры в Южном Тянь-Шане и на Памире не отличается от ее мощности в других районах Средней Азии и изменяется в интервале 46—48 км.

Таким образом, представления о глубинном строении Тянь-Шаня и Памира весьма противоречивы. Исходя из общих закономерностей строения коры по другим регионам и из возможностей различных методов, предпочтение все же, видимо, следует отдать тем результатам, которые основываются на материалах ГСЗ, даже если эти материалы невысокого качества.

Урал. Уральская складчатая система герцинид разделяется Главным Уральским глубинным разломом на две крупные зоны: Западно-Уральскую миогеосинклиналию и Восточно-Уральскую эвгеосинклиналию. Сравнительно надежные сведения о глубинном строении земной коры Урала на всю ее мощность ограничиваются данными ГСЗ по Свердловскому, Куйбышевскому и отчасти Актюбинскому профилям [18, 42, 73 и др.]. На Среднем Урале выполнены площадные работы с использованием промышленных взрывов. На Свердловском профиле (рис. 61) мощность коры изменяется от 33 до 47 км, под Уральским хребтом кора утолщается на 3—7 км по сравнению с прилежащими районами. Глубина до подошвы коры местами изменяется ступенчато.

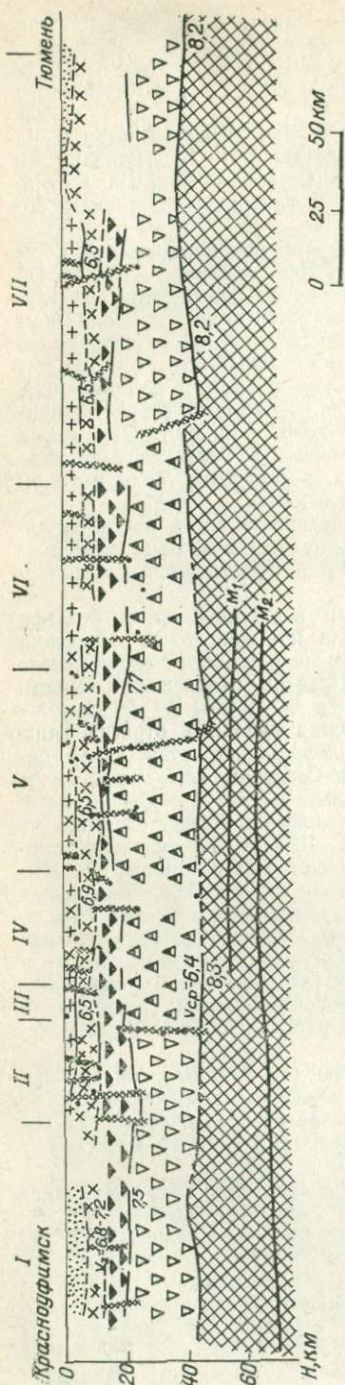


Рис. 61. Сейсмический разрез земной коры по Свердловскому профилю [Халевин Н. И. и др., 1966 г.].

I — Предуральский прогиб; II — Западно-Уральская зона; III — Центральнourальское поднятие; IV — Тагильский синклинорий; V — Урало-Тобольский синклинорий; VI — Аятский синклинорий; VII — Зауральское поднятие. Усл. обозначения см. на рис. 44.

В коре выделяются три основные границы и много второстепенных. Наиболее высокая из них — кровля диоритового слоя ($v_r = 6,5$ км/с), она залегает на глубинах 2—8 км, образуя ряд прогибов и поднятий, иногда со ступенчатыми переходами между ними. Ниже, на глубинах 7—14 км, прослеживается кровля базальтового слоя ($v_r = 6,8 \div 7,2$ км/с), наиболее значительно она погружена в пределах Западно-Сибирской низменности, Предуральского прогиба и Урало-Тобольского антиклинория. Третья глубинная поверхность представляет собой кровлю второго базальтового слоя, имеющего повышенную основность ($v_r = 7,5 \div 7,7$ км/с). Эта граница погружается до 22—25 км в пределах Западно-Уральской зоны, Аятского синклинория и в Западной Сибири и воздымается до 15—16 км в Урало-Тобольском антиклинории и Зауральском поднятии. Кровля мантии характеризуется повышенными значениями скорости сейсмических волн 8,2—8,3 км/с.

В Мугоджарах, на широте Актюбинска, мощность коры увеличивается до 54 км. Количество и выдержанность слоев неодинаковы в разных тектонических зонах, разделенных разломами глубокого заложения. За поверхность базальтового слоя Н. И. Халевиным и другими геофизиками принимается граница на глубине 24—26 км, выше и ниже выделяются еще по две-три границы. Устанавливаются также сейсмические границы в мантии на глубинах 55, 62—66, 65—70, 73—75 и 97—99 км.

Геолого-геофизическими исследованиями показано, что верхняя часть земной коры до глубины 10—15 км построена разнообразными по петрографическому составу, формам залегания и физическим свойствам породами.

В общем Уральский хребет имеет корни гор, несмотря на то что аномальное поле силы тяжести здесь положительное. Земная кора Урала отличается повышенной основностью: около $\frac{3}{4}$ ее разреза приходится на базальтовый слой, менее $\frac{1}{5}$ — на диоритовый и примерно столько же на условно-гра-

нитный. Этим она сильно отличается от коры горной Средней Азии. Однако в интерпретации В. С. Дружинина, С. В. Крылова и др. [59] земная кора Урала характеризуется более низкими значениями скорости сейсмических волн и не выделяется по скоростным параметрам среди других регионов.

Магнитотеллурическими зондированиями на Урале выявлены зоны пониженного электрического сопротивления, располагающиеся как в коре, так и в мантии [Краснобаева А. Г. и др., 1972 г.]. Например, в Зауралье зоны проводимости особенно четко устанавливаются на глубинах 120—140 и 560 км, первая из них отождествляется с астеносферой.

Кавказ и прилежащие моря. Основными элементами тектоники Кавказа являются складчатые области Большого и Малого Кавказа и разделяющая их Закавказская (Грузинская) глыба, которая включает ряд глыбовых структур второго порядка. Закавказская глыба длительное время находится в режиме срединного массива. На территории Малого Кавказа (за исключением ее северо-восточной части) почти до альба удерживался геантиклинальный режим, затем здесь устанавливаются геосинклинальные условия с проявлением интенсивного вулканизма. Большой Кавказ до поздней юры развивается как типичная геосинклиналь. Глубинное строение Кавказа изучалось различными геофизическими методами. Профили ГСЗ пересекают Большой Кавказ, Рионо-Куринскую впадину, иногда заходят в пределы Малого Кавказа. Есть исследования, основанные на анализе гравиметрических и сейсмологических данных [21; Баграмян А. Х., 1974 г.; Краснопевцева Г. В., 1967 г.; Мурусидзе Г. Я., 1976 г.].

Общая мощность земной коры на Большом Кавказе достигает 60 км (рис. 62), на Малом Кавказе 47—50 км; в Предкавказье она уменьшается до 42—45 км и в пределах Рионо-Куринской впадины до 40—50 км. Внутреннее строение коры существенно различается в разных тектонических зонах. В разрезе коры Большого Кавказа выделяется ряд слоев. Кровля самого нижнего из них — базальтового ($v_r=7,2$ км/с) — образует глубокий прогиб под хребтом, погружаясь от 15—20 до 42 км. Выше залегают два диоритовых слоя ($v_r=6,2\div 6,6$; до 7,4 км/с), по рельефу кровли они находятся в обратном соотношении с ниже лежащей границей. На глубинах 2—6 км отмечается смешанный гранито-диоритовый слой, $v_r=5,8\div 6,4$ км/с, в отдельных точках 7,3 км/с. В сторону Куринской депрессии этот слой погружается до 13—14 км. Базальтовый слой на Кавказе имеет мощность 13—25 км, нижний диоритовый образует линзовидное утолщение почти в 30 км. Диоритовый и гранитный слой составляют до $\frac{3}{4}$ разреза коры.

В Закавказской глыбе земная кора сложена преимущественно породами базальтового слоя мощностью 25—42 км, который разделяется на верхний и нижний слои с граничной скоростью 6,7—7,2 и 7,3—7,5 км/с соответственно. Гранитный слой характеризуется сравнительно выдержанной небольшой мощностью — 8—12 км. Значительную долю в разрезе коры занимает осадочный слой, его мощность местами достигает 13 км.

На Малом Кавказе кровля базальтового слоя находится на глубинах от сотен метров до 4—15 км, мощность слоя 35—48 км. Диоритовый слой залегают на глубинах от сотен метров до 7—8 км, его мощность измеряется первыми километрами. Гранитный слой развит спорадически; вулканогенно-осадочный достигает мощности 3—5 км, а на юго-востоке 7—8 км.

В Каспийском море на продолжении Большого Кавказа мощность коры составляет 40—47 км [19 и др.]; к северо-востоку и юго-западу она уменьшается на 6—10 км, гранитный слой здесь выклинивается, но появляется осадочный мощностью 10—20 км, налегающий на породы диоритового слоя. Мощность диоритового слоя 10—25 км, он располагается непосредственно на мантии ($v_r=8,0$ км/с). По другим данным нижний слой коры под Каспийским морем характеризуется скоростью 6,8 км/с, т. е. он должен быть отнесен к базальтовому слою пониженной основности.

Под Черным морем поверхность подкорового слоя ($v_r=8,2\div 8,4$ км/с) значительно поднята и находится на глубине 22—33 км. Из общей мощности коры на базальтовый слой ($v_r=6,8$ км/с), залегающий на глубинах 12—17 км, приходится 10—12 км. Выше следует осадочный слой мощностью 8—14 км. Гранитный слой встречается в основном лишь по окраинам морской впадины. В общем земная кора в Черном море имеет субокеанический характер.

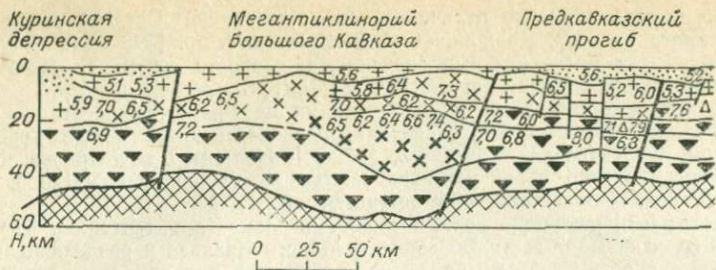


Рис. 62. Сейсмический разрез земной коры Большого Кавказа [Краснопевцева Г. В. и др., 1967 г.].

Усл. обозначения см. на рис. 44.

Из приведенной краткой характеристики следует, что земная кора Большого Кавказа отличается значительной мощностью и низкой основностью по сравнению с корой Малого Кавказа и Закавказской глыбы. По основности коры два последних региона приближаются к Уралу.

Складчатые области зарубежной Европы

Альпы. В структуре Альп, по М. В. Муратову, можно выделить три зоны: 1) северную внешнюю — миогеосинклиналичную, 2) внутреннюю — эвгеосинклиналичную, 3) южную — миогеосинклиналичную. Они соответствуют Гельветской, Пеннинской и Южно-Альпийской покровным зонам по классификации западно-европейских геологов. Глубинное строение земной коры Альп изучено различными методами, выполнены и глубинные сейсмические исследования по системе профилей [29, 91, 94; Giese P., 1966 г., Giese P. а. о., 1967, 1970 г.].

Мощность коры в Альпах равна 35—55 км, а в Центральных Альпах более 65 км. Местами изменения ее мощности достигают 10 км на расстоянии 17—18 км. Заслуживает внимания тот факт, что в долине р. По глубина залегания поверхности Мохо на 20—25 км меньше, чем в Центральных Альпах, хотя обе эти области отмечаются почти соизмеримыми по интенсивности гравитационными минимумами. В зоне Ивреа и в Южных Альпах подошва коры погружена на глубину 53—55 км, хотя поле силы тяжести здесь повышенное. Скорость продольных волн на границе Мохо равна 8,0—8,4 км/с, причем связи экстремальных значений скорости с рельефом мантии не отмечается.

Внутреннее строение земной коры Альп рисуется разными геофизиками неодинаково. По К. Бенке [29], в Центральных Альпах основание коры составляет первый базальтовый слой ($v=7,4$ км/с) мощностью 13 км (рис. 63). Выше по разрезу залегает второй базальтовый слой ($v=6,6\div 6,9$ км/с) мощностью от 18 до 32 км, имеющий форму двояковыпуклой линзы. Верхнюю его часть, судя по скорости сейсмических волн, можно отнести к диоритовому слою. Верхний слой коры отмечается скоростью 6,0—6,2 км/с, его мощность 18—22 км. Г. Клосс [Моисеенко Ф. С., 1971 г.] по западной части Альп приводит разрез, в котором вся кора местами сложена слоем, соответствующим диоритовому, а базальтовый образует линзы мощностью 15—40 км, причем в зоне Ивреа отмечается наиболее мощное такое тело, скорость продольных волн в нем достигает 7,4 км/с. Позднее появилась гипотеза, согласно которой тело Ивреа имеет форму «утиного носа». Сходные разрезы земной коры, в которых выделяется еще гранитный слой ($v=5,9$ км/с), известны и для западной части Восточных Альп [29].

В восточной части Альпийской складчатой системы выявлены большие колебания мощности земной коры и существенные различия ее внутренней структуры. Так, на территории Югославии мощность коры изменяется от 22—24 до 47 км. Верхняя часть коры до глубины 17—20 км, подстилающая осадочный слой мощностью 1—9 км, характеризуется «диоритовой» скоростью продольных волн, нижняя, имеющая мощность 8—17 км, — «базальтовой» скоростью [73, 74].

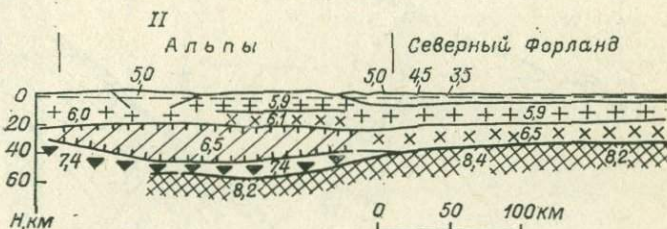
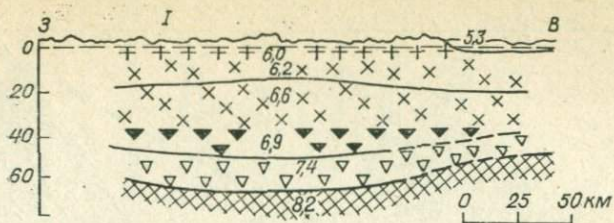


Рис. 63. Сейсмические разрезы земной коры Центральных (I) и Восточных (II) Альп [29].

Усл. обозначения см. на рис. 44.

В Венгерской впадине при мощности коры 23—25 км поверхность базальтового слоя ($v=6,65$ км/с) находится на глубине около 19 км. Выше этой поверхности скорость равна 5,2—5,9 км/с, следовательно, базальтовый слой здесь маломощный, а кора в целом необычайно кислая.

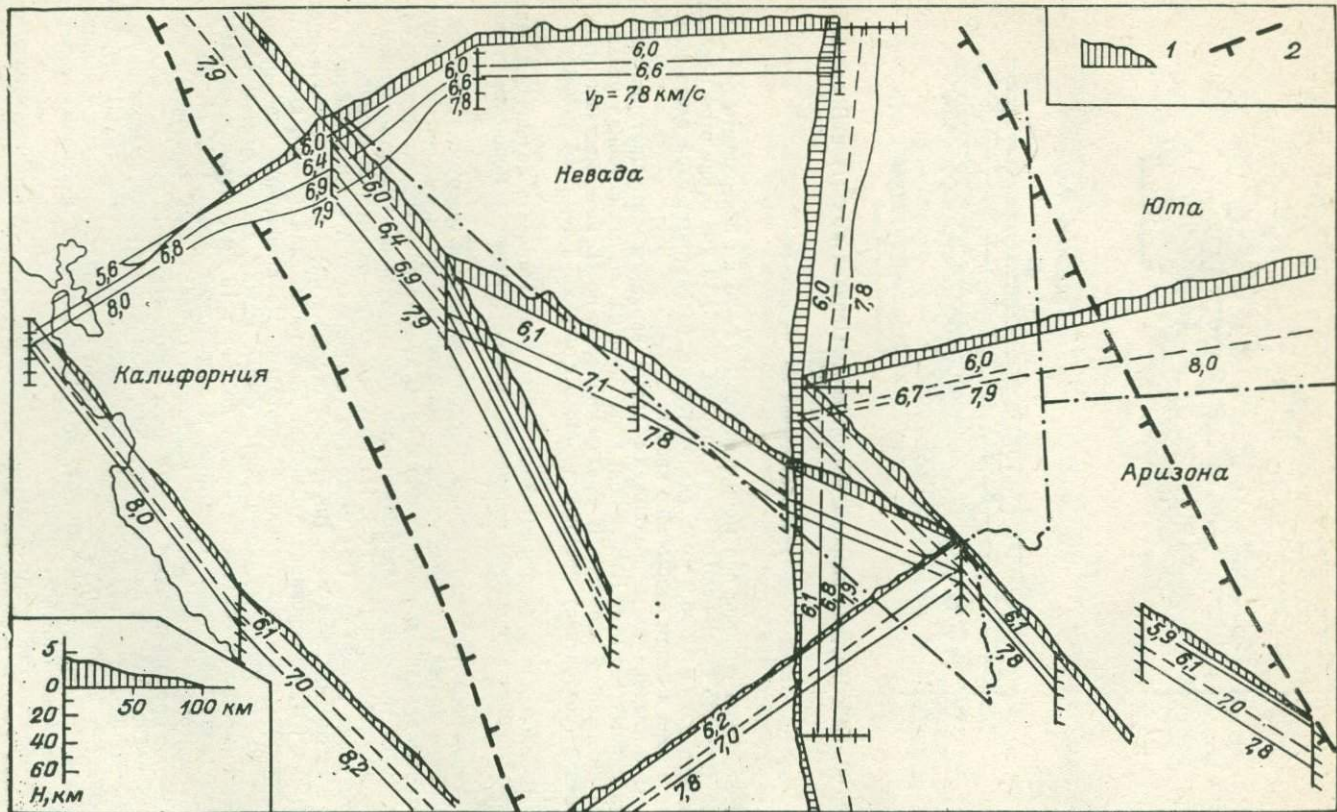
В последние годы предложены новые варианты интерпретации сейсмических данных [94 и др.]. В земной коре Альп на разных глубинах указываются слои пониженной скорости. В Средиземноморье, по П. Гизе, местами отмечается двойное (повторение) поверхности Мохо с одними и теми же значениями скорости.

В целом для земной коры Альп можно констатировать большую и непостоянную мощность, среднюю основность, резкие изменения мощности и состава слоев.

Герциниды Западной Европы. Располагающиеся к северу и западу от Альп невысокие кряжи и горные массивы являются районами выхода на земную поверхность западноевропейских герцинид. В значительной своей части они скрыты под более молодыми платформенными образованиями. Область герцинид изучена по серии профилей ГСЗ. На большей части территории мощность земной коры равна 27—30 км. Она несколько увеличивается в южных районах, достигая под горами 35—40 км. Внутреннее строение коры рисуется очень простым (см. рис. 63). Ее основание составляет диоритовый слой ($v=6,5$ км/с), изредка замещающийся по простиранию базальтовым. На диоритовый слой приходится от $\frac{1}{3}$ до $\frac{1}{2}$ общей мощности коры. Выше, между диоритовым и осадочным слоями (мощность осадочного иногда достигает 10 км), выделяются либо диоритово-гранитный, либо гранитный и диоритовый слои [73, 74, 95 и др.]. На территории Чехословакии и некоторых районов ФРГ отмечается слой со скоростью продольных волн $7,0 \pm 0,2$ км/с, мощностью 7—15 км.

Западнее Альп, в пределах Франции, земная кора имеет выдержанную мощность 29—32 км, но неоднотипное внутреннее строение [95]. Под Центральным массивом и далее на юго-восток в разрезе преобладают слои с «диоритовой» скоростью (мощность 29—30 км), под Армориканским массивом — с «гранитной» скоростью (мощность 19 км).

В области Рейнского грабена на глубине 20 км под диоритовым слоем является слой с сейсмической скоростью 7,9 км/с, прослеживающийся до глубины 50 км [98]. Он образует линзовидное тело мощностью 30 км и шириной



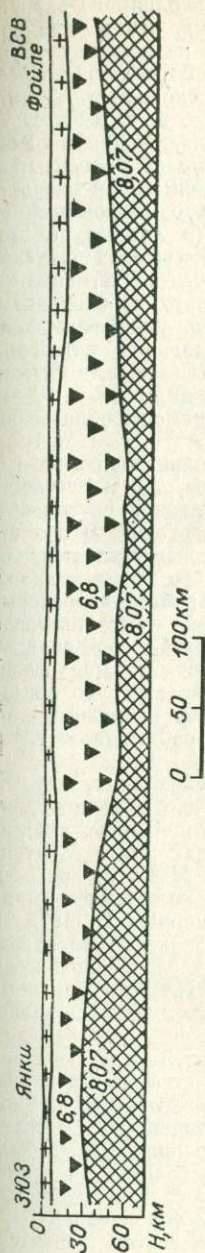


Рис. 64. Блок-диаграммы строения коры на территории США по данным трансконтинентальной геофизической съемки [29] и разрез в районе оз. Верхнее [97].
 1 — рельеф над уровнем моря; 2 — границы развития базальтового слоя повышенной основности, принимаемого за мантию с пониженными значениями скорости сейсмических волн (мантия с нормальными значениями скорости здесь залегает на глубине 60–65 км); усл. обозначения к разрезу см. на рис. 44.

200 км, являясь как бы корнями гор. Этот слой подстилается мантией ($v=8,1$ км/с). По П. Реверу и К. Штробаху, линзовидное тело сложено породами, в которых скорость равна $7,2-7,5$ км/с, и общая мощность коры достигает 65 км.

Из современных данных следует, что герциниды Западной Европы характеризуются малой мощностью земной коры и преобладанием в ней диоритового слоя (который иногда расчленяется на два и более), сравнительно малой мощностью гранитного слоя или смешением его с диоритовым, неповсеместным присутствием маломощного базальтового слоя.

СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Складчатый пояс Запада Северной Америки

К западу от Северо-Американской платформы располагается широкая полоса альпийских и мезозойских складчатых сооружений. Восточной части складчатого пояса присущ эпикратонный характер палеозойских и мезозойских геосинклиналей. Новейшие тектонические движения привели к образованию мощного горного пояса, поднятого до 3–4 км. Строение земной коры в Северной Америке изучено по системе профилей методом взрывной сейсмологии с использованием волн от химических и подземных атомных взрывов [29, 97 и др.]. По представлениям американских геофизиков, земная кора на территории США имеет наибольшие мощности 50 км и более в полосе, включающей Южные и Центральные Скалистые горы, а также плато Миссури и Арканзас-Миссурийское междуречье, расположенные уже в пределах платформы (рис. 64). К западу и к востоку от этого утолщения мощность земной коры уменьшается и на Тихоокеанском побережье становится равной 23 км. На фоне общего утонения в западном направлении выделяется резкое увеличение мощности коры до 40 км и более под горами Сьерра-Невада. По обе стороны от этого утолщения мощность коры сильно сокращается: в Большой Долине Калифорнии она равна 16–20 км, в Провинции Бассейнов и Хребтов 22–28 км. Таким образом, в области хр. Сьерра-Невада изменение мощности коры достигает 20 км на расстоянии 50 км.

В западном направлении отмечается понижение скорости сейсмических волн в кровле мантии, особенно значительное в Сьерра-Неваде и Провинции Бассейнов и Хребтов. Так, если в Скалистых горах $v=8,1+8,2$ км/с, а в Колорадо даже $8,4-8,5$ км/с, то в

Сьерра-Неваде $v=7,6 \div 7,8$ км/с. Далее на запад, в области Береговых хребтов, скорость продольных волн в мантии снова увеличивается до 8,0 и даже 8,2 км/с [Thomson G. a. o., 1964 г.].

Приведенная характеристика земной коры является лишь одним из вариантов интерпретации сейсмических данных. Нам представляется, что в западной части горного пояса четкая сейсмическая граница отмечает не подошву коры, а внутрикоровую поверхность. Действительно, в Провинции Бассейнов и Хребтов, по данным Ф. Пресса и Дж. Берга, ниже границы со скоростью 7,8 км/с фиксируется менее четкая поверхность с $v=7,9 \div 8,2$ км/с, т. е. со скоростью, обычной для кровли подкорового слоя. Эта поверхность, залегающая на 24—47 км глубже границы, принятой американскими геофизиками за кровлю мантии, очевидно, и является настоящей подошвой коры. Слой, имеющий скорость 7,6 км/с, в этом случае должен рассматриваться как базальтовый повышенной основности, подобный аналогичным слоям Альп и Урала (в литературе этот слой часто именуется «слоем Кука» или «коро-мантийной смесью»). При такой интерпретации мощность земной коры на западе не уменьшается, а напротив, увеличивается, достигая местами 50—70 км. Вероятно, базальтовый слой повышенной основности развит не сплошь, а крупными линзами, подобными телу Ивреа в Альпах. На реальность нашей точки зрения указывают и материалы сейсмических исследований в горах Северо-Запада США, в Канаде и на Аляске, где устанавливаются глубины до подошвы коры ($v=8,0 \div 8,3$ км/с) в 53—60 км; в восточнее расположенных районах, прилежащих к Великим равнинам, они уменьшаются до 40—44 км [97].

Внутреннее строение коры Запада Северной Америки неодинаково в разных тектонических зонах и по количеству слоев, и по их мощности, и по четкости проявления. Например, в зоне Береговых хребтов отсутствует или развит спорадически гранитный слой, есть диоритовый и вероятен базальтовый. В области хр. Сьерра-Невада верхняя часть коры мощностью 30 км представляет собой условно-гранитный слой повышенной основности, ниже которого залегает диоритовый слой мощностью 20 км. В Провинции Бассейнов и Хребтов диоритовый слой на глубине 22—28 км подстилается мощным базальтовым слоем повышенной основности [Моисеенко Ф. С., 1971 г.]. В восточной части Северо-Западной вулканической провинции на Колумбийском плато земная кора утолщается на 10—12 км, а мощность базальтового слоя ($v=6,7$ км/с) возрастает до 35 км, т. е. становится в 3 раза больше, чем в соседнем с юга районе. Гранитный слой здесь имеет мощность не более 5—8 км. Сходная картина наблюдается и западнее [29]:

В Восточном Колорадо кроме осадочного хорошо выделяются гранитный, диоритовый и базальтовый слои, причем два последних отличаются пониженными значениями скорости. В Скалистых горах строение земной коры, видимо, существенно различается от района к району. Так, в пределах штата Монтана на базальтовый слой налегает непосредственно гранитный. Известны разрезы коры, в которых гранитный слой отсутствует, а диоритовый представлен двумя разновидностями общей мощностью до 24 км [Chandra N., Cumming G., 1972 г.]. В прибрежных горных районах Аляски обычно отмечается трехслойный разрез земной коры. При этом верхний слой (или даже два верхних слоя общей мощностью 15—28 км) по своим скоростным характеристикам отвечает гранитному слою унифицированной модели, а нижний — либо базальтовому, либо диоритовому.

Таким образом, строение земной коры складчатой области Запада Северной Америки, по-видимому, очень сложное. Кора различается по степени вертикального расчленения, характеру разрезов, основности слоев. Каждый слой земной коры сильно изменяется по своей мощности, то достигая толщины в десятки километров и почти вытесняя из разреза все другие слои, то полностью выклиниваясь. При этом изменение мощности слоев может происходить как постепенно, так и резко, вероятно по разломам. При всем разнообразии глубинных разрезов как будто намечаются понижение основности коры (по крайней мере верхних горизонтов) и ее большая расслоенность с запада на восток. Характерной особенностью западной половины горного пояса является наличие нижнего базальтового слоя повышенной основности. Некоторые геофизики распространяют на западные районы США представления об инверсии скорости

в земной коре. Например, под Южными Каскадными горами и равниной р. Снейк, под Средними Скалистыми горами (на глубине от 7 до 20 км) и частью Провинции Бассейнов и Хребтов рисуются зоны пониженной скорости мощностью до 10 км [Prodehl С., 1970 г.].

Складчатая система Аппалачей

Аппалачская складчатая система разделяется на северо-западную — многоэпизодную часть и юго-восточную, которая до некоторой степени условно считается эвгеосинклинальной. Мощность земной коры изменяется от 30 до 45 км, будучи несколько меньше в области шельфа и больше на юго-западном побережье зал. Святого Лаврентия. Скорость сейсмических волн по поверхности Мохо составляет 8,0—8,1 км/с, но местами достигает 8,5 км/с и более [97; Ewing М. а. о., 1966 г.; Keep С. а. о., 1966 г.]. Строение коры существенно различается в разных районах. Так, по северному и северо-западному побережью о. Ньюфаундленд и по восточному побережью п-ова Новая Шотландия кора неслоиста и характеризуется скоростью 6,0—6,1 км/с. Местами в коре выделяются вулканогенно-осадочный (до 8 км), гранитный (8—15 км), диоритовый (10—20 км) и базальтовый (10—20 км) слои. Характерно, что на продолжении Северных Аппалачей разрез более дифференцирован там, где больше общая мощность коры, а мантия отличается повышенной скоростью сейсмических волн.

В северо-восточной части Южных Аппалачей в разрезе коры выделяются диоритовый (около 20 км) и базальтовый (8—10 км) слои. На юго-западной оконечности Аппалачей верхний слой занимает лишь 10—12 км мощности коры, а нижний 30—40 км. На профиле Оксфорд—Нью-Орлеан, в той его части, которая пересекает погребенное продолжение Аппалачей, рисуется многослойная структура. Выше базальтового слоя мощностью около 20 км залегают два гранитных, перекрывающихся породами фанерозой мощностью 6—10 км.

В общем на территории Аппалачской складчатой системы наряду с неслоистой корой устанавливается и многослойная. Слоистая кора в одних районах содержит вулканогенно-осадочный, гранитный, диоритовый и базальтовый слои, в других — кроме осадочного только диоритовый и маломощный базальтовый пониженной основности, в третьих — два диоритовых, причем нижний отличается очень большой мощностью. Базальтовый слой развит в эвгеосинклинальной зоне, особенно основным и мощным он становится в районе выходов раннегеосинклинальных отложений среднего и верхнего протерозоя в западной части Ньюфаундленда.

Даже краткое ознакомление с материалами по глубинному строению некоторых складчатых областей разного возраста позволяет отметить ряд его особенностей.

1. Отчетливо проявляется различие складчатых областей даже одного возраста по общей мощности земной коры. Для Притихоокеанского сектора Азии намечается общее сокращение мощности коры. Здесь даже в горных областях глубина залегания поверхности Мохо, видимо, редко превышает 40 км.

2. Расслоенность земной коры неодинакова; она может быть как двухслойной, так и многослойной, причем сочетания слоев могут быть самыми разными. В одних случаях кора сложена лишь диоритовым и базальтовым слоями (Восточная Тува, Саяны), в других — базальтовым и гранитным (Бетпак-Дала), в третьих — гранитным и диоритовым (многие районы Европы, Тянь-Шань, Памир); в районах островных дуг кора представляет собой, очевидно, неотдифференцированную смесь гранитного, диоритового, базальтового материала.

3. Мощность слоев земной коры сильно изменяется. Местами она может увеличиваться от первых километров до 15 км у гранитного слоя, до 25—30 км у диоритового, до 30—40 км у базальтового; иногда же мощность уменьшается до полного выклинивания слоев.

4. Земная кора различается по своей основности. Она представляется сложенной преимущественно кислыми и средними породами во многих районах Западной Европы, на Памире и юге Тянь-Шаня. Средним составом характеризуется кора в Альпах, на Большом Кавказе, в Центральном Казахстане, Кордильерах и многих других регионах. Необычайно основным составом отличается кора на Урале, Малом Кавказе и в Восточной Туве.

5. Своеобразной особенностью некоторых районов является наличие в нижней части коры мощных (до 30 км) линз базальтового материала повышенной основности (Рейнский грабен); такие включения могут иметь и клиновидную форму небольшой ширины (тело Ивреа). Утолщение слоев повышенной основности (базальтового, диоритового) или поднятие мантии отмечается также в зонах крупнейших глубинных разломов (Монголо-Охотского, Иртышского, Медiana).

6. Во многих регионах в коре, очевидно, имеются зоны пониженной скорости. Особенно реальны они в областях типа Альп, Большого Кавказа, где эвгеосинклинальные структурно-формационные комплексы залегают на более кислых мезогеосинклинальных образованиях.

7. Земная кора дна морей, как бы наложенных на складчатые пояса, неоднотипна. В одних случаях она почти столь же мощная, как на прилежащих континентах (Каспийское море), в других уменьшается с увеличением глубины акватории (Черное море). При этом кора соответственно либо сохраняет основные черты коры прилежащей складчатой области, либо приобретает океанический облик, однако в обоих случаях существенную часть коры составляет мощный осадочный слой.

8. Скорость сейсмических волн в мантии за немногими специфическими исключениями (островные дуги, Урал) остается в пределах 8,0—8,2 км/с.

ПЛАТФОРМЫ

Глубинное строение платформ изучено очень неравномерно, это относится как к площадям, так и к методам. Из пяти рассмотренных ниже платформ три являются древними (Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская) и две молодыми (Западно-Сибирская, Туранская).

Восточно-Европейская (Русская) платформа

Фундамент Восточно-Европейской платформы, выступающий на земную поверхность в пределах Балтийского, Украинского щитов и Воронежского массива, представляет собой сложную мозаику архейских и протерозойских, а в пределах Скифской плиты и палеозойских складчатых сооружений. Кроме того,

фундамент осложнен складчатыми системами рифейско-палеозойских авлакогенов. Платформенный чехол, мощность которого достигает нескольких километров, а в Прикаспийской впадине даже 14—16 км, сложен терригенными, карбонатными, иногда соленосными породами от вендских до кайнозойских включительно.

Строение земной коры платформы по данным ГСЗ неоднотипно в разных районах. В юго-восточной части кора имеет среднюю мощность 39 км, утолщаясь местами до 42—43 км. Граничная скорость по поверхности Мохо равна 8,0—8,2 км/с [19, 59, 74, 86]. Кора является многослойной, но ее расчленение разными авторами проводится неодинаково. По данным А. В. Егоркина, на глубине 15—25 км залегает поверхность с граничной скоростью 7,0—7,5 км/с, ниже на 8—15 км выделяется граница с $v_r=7,3\div 7,9$ км/с. В верхней части коры, на глубине 5—11 км, фиксируются границы с $v_r=6,6$ и 6,0—6,8 км/с. Выше, под осадочными породами, залегает слой мощностью до 5 км с $v_r=6,0$ км/с. Разброс скорости на одних и тех же поверхностях очень велик (см. рис. 44). В общем здесь могут быть выделены два базальтовых слоя, диоритовый повышенной основности и гранитный, вернее гранито-диоритовый, так как гранитный материал в нем развит лишь спорадически.

Своеобразным глубинным строением отличается Прикаспийская впадина [18, 86]. Мощность земной коры здесь резко уменьшена (35—38 км) по сравнению с прилегающими участками платформы (44—45 км) и сокращается до 25—27 км в Аралсорском и Хобдинском поднятиях. Мощность платформенного чехла, напротив, возрастает от 5—8 км на периферии впадины до 12—16 км в ее центре. В середине впадины чехол налегает на породы со скоростью 6,9—7,4 км/с, характерной для базальтового слоя, а на бортах впадины — на породы со скоростью 6,2—6,6 км/с, обычной для диоритового слоя. С кровлей базальтового слоя совмещаются также верхние кромки магнитных масс. В центральной части впадины базальтовый слой уменьшается в мощности до 5—7 км, а диоритовый, имеющий на бортах впадины мощность 10—14 км, полностью выклинивается.

В Предуральском прогибе земная кора несколько утонена (34—39 км), кристаллический фундамент ($v_r=6,4$ км/с) залегает на глубине 4—10 км; мантия отличается высокой граничной скоростью — до 8,6 км/с [18, 59, 74]. В пределах Московской синеклизы мощность земной коры 40 ± 3 км [16, 20]. В коре по обменным волнам выделяются границы на глубинах 5—10, 15 и 25—31 км. Нижнюю часть коры составляет базальтовый слой, верхнюю — диоритовый. В Печорской синеклизе кора отличается несколько большей глубиной залегания внутрикоровых границ и более сложным их рельефом. В Тиманском крае внутрикоровые границы не прослеживаются.

Мантия, как установлено работами МОВЗ со станцией «Земля» в юго-восточной части Русской плиты и других районах, имеет много границ раздела, одни из которых прослеживаются на сотни километров, другие выявляются лишь спорадически. Наиболее отчетливы границы, отмечающиеся на глубинах 80—100 и около 400 км [56].

Земная кора Украинского щита изучена ГСЗ наиболее детально. Ее мощность в пределах щита и прилегающего Донецкого авлакогена составляет 35—55 км. Выявлен ряд сравнительно узких утолщений и утонений коры почти меридионального простирания шириной 80—150 км с перепадом мощности 5—20 км [73; Соллогуб В. Б., 1970 г.]. Эти структуры коры прослеживаются без существенных изменений далеко на север — в пределы Воронежского массива. Внутреннее строение земной коры Украинского щита характеризуется наличием ряда границ со сложным рельефом и следующими значениями граничной скорости: 7,8; 7,4; 7,0; 6,7 км/с. Поверхность с $v_r=7,4$ км/с залегает на глубине 34—35 км и выделяется лишь под Донбассом. Граница с $v_r=6,7\div 7,1$ км/с находится на глубинах 10—32 км, а в отдельных случаях около 5—8 км. Она глубоко погружена под Донбассом и под Скифской плитой и приподнята в пределах собственно Украинского щита. Кровли диоритовых слоев ($v_r=6,1\div 6,6$ км/с) фиксируются местами близ земной поверхности, но чаще погружены на 3—15, 20—28 км. Они обычно бывают приподняты или выведены на земную поверхность в поднятиях и опущены в прогибах (типа Донбасса или Индоло-Кубанской впадины). Верхний слой коры составляют метаморфические и интрузивные породы ($v_r=5,8\div 6,0$ км/с) мощностью до 20 км. Для Украинского щита в целом можно отме-

тить явное преобладание в разрезе пород базальтового слоя, мощность которого достигает 35 км.

По представлениям Н. И. Павленковой и др. [18, 51], в земной коре Украинского щита в интервале глубин 18—27 км находится слой пониженной скорости, а граница Мохо иногда рисуется в виде зоны мощностью 5—7 км со сложной внутренней структурой и значительными изменениями скорости. Слою пониженной скорости хорошо соответствует зона повышенной электрической проводимости, установленная Г. Н. Ткачевым [1973 г.] при магнитотеллурических зондированиях в центральной части Украинского щита на глубине 25—30 км. Другая зона пониженного сопротивления отмечается на глубине 50—60 км, т. е. в мантии.

На Воронежском массиве мощность коры 39—58 км. По одним данным [Соллоб В. Б., 1970 г.] кора рисуется двухслойной, с налеганием гранитного слоя мощностью 18—19 км на диоритовый (16—20 км), по другим — кора многослойная и расчленяется на 7—10 слоев, почти параллельных друг другу и мало изменяющихся по мощности. В последнем случае диоритовый слой появляется на глубинах 3—10 км, а базальтовый на глубине 22 км на юго-западе и 33 км на северо-востоке (см. рис. 50). Смещение границ по глубинным разломам достигает 4—5 км и более.

На Балтийском щите мощность земной коры составляет 34—38 км [19, 28, 76], возраста местами до 50 км. Кора может быть расчленена на базальтовый слой, иногда разделяющийся на два, диоритовый, также часто расслоенный, и гранитный (см. рис. 44). В большинстве случаев базальтовый слой, вероятно, преобладает в разрезе земной коры по мощности.

Расчетами по магнитным аномалиям для части Балтийского моря и Рижского залива В. Э. Волк, С. С. Иванов и В. Н. Шамараев [1970 г.] намечают два базальтовых слоя, залегающих на глубинах 10—11 и 22—24 км, а в гранитном слое выделяют верхний этаж мощностью 1,5—3 км. С. В. Богданова, Н. В. Подоба и А. Д. Серова [1973 г.] в фундаменте восточной части Русской плиты выделяют северный, центральный и южный блоки. В южном блоке фундамент, рассматриваемый авторами в объеме сейсмического гранитного слоя, состоит на 50—67% из пород гранулитовой фации среднего состава, на 28—35% из основных пород и на 15—25% из кислых. Средневзвешенное значение плотности пород в этом блоке равно 2,80 г/см³, что соответствует диоритовому слою повышенной основности, который назван гранулит-чарнокитовым. В центральном блоке около 65% составляют кислые породы, 26% средние, 15% основные; средняя плотность 2,70 г/см³, что также указывает на принадлежность пород диоритовому слою. Предполагается, что в этом блоке ниже залегает слой, аналогичный находящемуся в южном блоке непосредственно под платформенным чехлом.

Итак, выявляются резкая дифференциация мощности как земной коры в целом, так и ее отдельных слоев на Украинском щите и относительная их выдержанность в пределах Балтийского щита и Русской плиты (исключая Прикаспийскую синеклизу). В консолидированной коре преобладает, очевидно, базальтовый слой. Гранитный слой нередко отсутствует и платформенные образования налегают на породы непосредственно диоритового, а иногда и базальтового слоев.

Сибирская платформа

По различию аномальных полей, связываемому с особенностями структуры и состава складчатого фундамента, Сибирская платформа разделяется на западную и восточную области. В восточной части, включающей Анабарский и Алданский щиты, их склоны и Вилюйскую синеклизу, складчатый фундамент является, очевидно, в основном архейским; в западной, на территории Тунгусской синеклизы, фундамент, вероятно, разнородный и состоит из архейских глыб, окаймленных допозднепротерозойскими складчатыми зонами [Фотиади Э. Э. и др., 1965 г.]. Платформенный чехол сложен осадочными и вулканогенными породами от верхнепротерозойских до кайнозойских включительно.

По данным ГСЗ мощность коры в южной части платформы равна 31—37 км, в северной и восточной 38—42 км [16, 57]. В фундаменте выделяются один

или два базальтовых ($v=7,3\div 7,4$ и $6,7-6,8$ км/с) и диоритовый слой (рис. 65). Мощность диоритового слоя на юге несколько больше, чем базальтового, а на востоке — значительно меньше. Базальтовый слой здесь залегает на глубинах 12—15 км. На восточном склоне Анабарского массива половину разреза коры составляет гранитный слой ($v_{г}=5,9$ км/с), а нижний базальтовый отсутствует. В Енисейском крае мощность коры 47 км, кровля базальтового слоя (?) погружается в восточном направлении от 8 до 15 км. Диоритовый слой ($v_{д}=6,0\div 6,1$ км/с) залегает на глубинах от 2 до 8 км и погружается тоже к востоку.

По данным МОВЗ мощность земной коры на Алданском щите составляет 37—45 км, на отрезке Ангара—Киренск 36—40 км, в юго-восточном крыле Тунгусской синеклизы 29—30 км [Шербакова Б. Е. и др., 1970 г.]. Среди множества субпараллельных границ особо выделяются поверхности на глубинах 7—11 и 16—23 км; последняя, по-видимому справедливо, считается кровлей базальтового слоя; первую можно связать с кровлей диоритового слоя, не исключено, что она является кровлей нижнего диоритового слоя. Мощность базальтового слоя 15—25 км, диоритового 16—19 км.

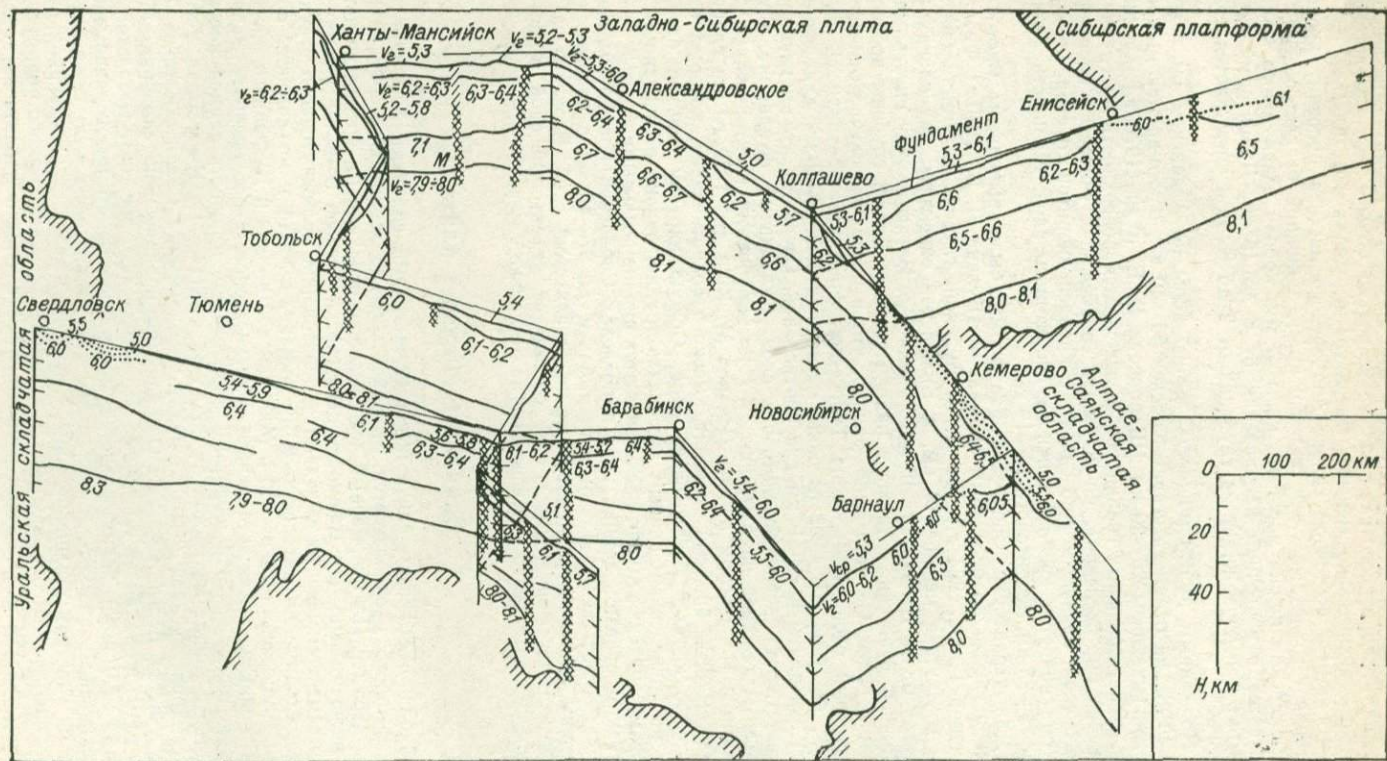
Для территории Сибирской платформы были выполнены многочисленные расчеты глубин по магнитным аномалиям [Булина Л. В., 1970 г.; Фотиади Э. Э., Кузнецов Г. Ф., 1964 г.]. По Л. В. Булиной, глубина залегания базальтового слоя в Якутске меньше 10 км, в Вилюйской синеклизе, на склонах щитов и к северу от оз. Байкал 10—15 км. Западнее р. Витим, между низовьями Ангары и Нижней Тунгуски, а также в районе устья р. Вилюй глубины возрастают до 25 км и более. Не исключено, однако, что в последнем случае отмечается уже подкорковый слой. Расчеты по Тунгусской синеклизе [Фотиади Э. Э., Кузнецов Г. Ф., 1964 г.] дают глубины магнитных масс 8—9 км для юго-западной части синеклизы и 12—14 км для центральной. Очевидно, что эти глубины также соответствуют кровле базальтового слоя. Складчатый фундамент в пределах синеклизы залегает на глубинах 4—7 км. Глубокими электрическими зондированиями в Норильском районе [Иванов М. К. и др., 1972 г.] на глубине 15—18 км выявлен опорный горизонт высокого сопротивления, который отождествляется с кровлей базальтового слоя. Общую картину рельефа базальтового слоя по приведенным данным воссоздать трудно, однако рассчитанные разными авторами значения глубин представляются вполне реальными.

Таким образом, земная кора в пределах Сибирской платформы характеризуется мощностью 27—30 км в прогибах и до 37—40 км в поднятиях. Около половины ее мощности приходится на базальтовый слой. Верхнюю часть коры (исключая платформенный чехол) составляет диоритовый слой в метаморфическом варианте, часто расчлененный на несколько слоев.

Западно-Сибирская плита

Западно-Сибирская плита имеет гетерогенный складчатый фундамент, возраст которого предполагается от архейского до герцинского [Фотиади Э. Э. и др., 1965 г.]. Платформенный чехол сложен осадками от юрских до четвертичных включительно, его мощность достигает на севере 5—9 км. Между чехлом и фундаментом нередко выделяются образования промежуточного структурного этажа, сходные по литологическому составу, а часто и по возрасту с герцинскими комплексами Тенизской и Минусинской впадин и Кузнецкого прогиба.

По профилю Ханты-Мансийск — Усть-Озерное, пересекающему Западно-Сибирскую плиту почти в широтном направлении, мощность земной коры увеличивается с запада на восток от 36 до 45 км [14, 71]. На участке Усть-Тым—Александровское (где можно ожидать продолжения Салаиро-Алтайской зоны) и на участке Белый Яр—Усть-Озерная (на продолжении салаириды Минусинской зоны) кора имеет локальные утолщения (см. рис. 65). Базальтовый слой ($v_{г}=6,7\div 7,0$ км/с) характеризуется мощностью 13—26 км, неравномерно увеличивающейся в восточном направлении. В базальтовом слое отмечаются раздувы на участках утолщения коры. Его кровля залегает на глубинах от 17 до 26 км, наиболее высоко воздымаясь в районе Александровского поднятия. Выше залегают породы с граничной скоростью 6,4 км/с, что характеризует диорито-



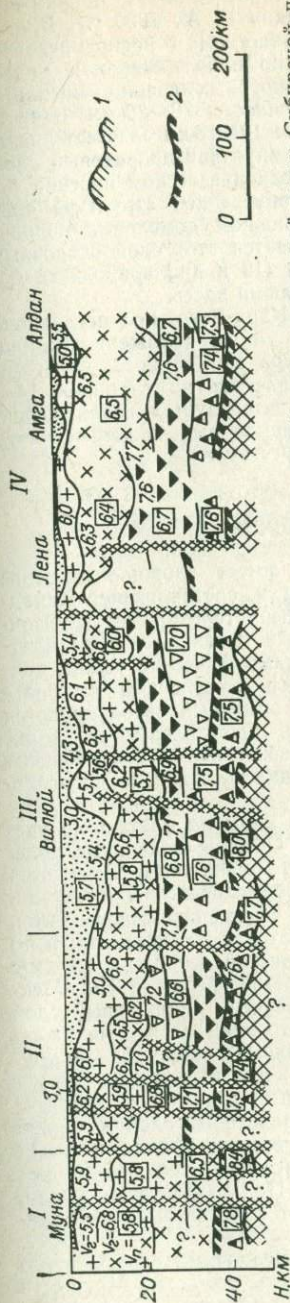


Рис. 65. Блок-диаграммы строения земной коры Западной Сибири [71] и сейсмический разрез восточной части Сибирской плиты формы [57].

I — Анабарский массив; II — Предверхоянский прогиб; III — Вилюйская синеклиза; IV — Алданский щит.
 1 — границы складчатых областей; 2 — поверхность Мохо на профиле, по С. В. Поганеву; остальные усл. обозначения к разрезу см. на рис. 44.

вый слой, его мощность 10—20 км. В Александровском поднятии этот слой подстилает непосредственно платформенный чехол. Обычно же диоритовый слой отделяется от осадочного чехла гранитным слоем ($v_r = 5,0 \div 6,0$ км/с) и залегает на глубинах 6—10 км. На участке, находящемся на продолжении Томь-Кольванской складчатой зоны, гранитный слой имеет повышенную мощность и беспокойный рельеф подошвы.

На профилях Барабинск—Овечкино и Овечкино—Барнаул мощность земной коры равна 40—43 км. Около половины разреза составляет диоритовый слой и несколько меньше (до 15 км) — базальтовый. Каждый из них иногда разделяется на два слоя. Вулканогенно-осадочный и гранитный слои (мощность до 6 км) часто остаются нерасчлененными.

В северной части Западно-Сибирской плиты по данным МОБЗ и ГСЗ [Чернышев М. Н. и др., 1978 г., Ознобихин Ю. В. и др., 1972 г.] мощность земной коры 37—41 км. Поверхность базальтового слоя отмечается на глубине 19—23 км, диоритового 8—12 км. Кровля складчатого фундамента находится на глубине 5—9 км.

В общем в коре Западно-Сибирской плиты фиксируется пониженная мощность базальтового слоя по сравнению с надбазальтовой частью разреза. Его утолщения обычно наблюдаются на участках увеличения общей мощности коры, приуроченных к погребенным поднятиям. Кровля базальтового слоя прерывистая; есть участки без четких внутрикоровых границ; гранитный слой развит повсеместно. Все границы слоев, в том числе и кровля мантии, на границах тектонических зон часто испытывают ступенчатое изменение глубины залегания. Соотношения между кровлей и подошвой базальтового слоя обычно обратные. Характерны некоторое утолщение коры и базальтового слоя с запада на восток, значительная дифференцированность коры по мощности, неоднотипность ее разреза в зависимости от тектонической зональности, преимущественно диоритовый состав надбазальтовой части коры.

Туранская плита

Туранская плита характеризуется сложным строением фундамента. Обширные дорифейские глыбы в нем разделены сравнительно узкими протяженными зонами рифейской и палеозойской складчатости. Платформенный чехол сложен терригенными и в меньшей мере карбонатными и галогенными осадками от юрских до

четвертичных включительно. Мощность земной коры по данным ГСЗ изменяется от 30 км и менее в районе Балхана до 50—52 км у Байрам-Али в Восточной Туркмении [14; Егоркин А. В., Матушкин Б. А., 1969 г.]. В равнинной части плиты она отличается большим постоянством и редко превосходит 40 км. Для коры характерна почти повсеместно прослеживаемая многослойность при субпараллельности основных внутрикоровых границ. Базальтовый слой на большей части Туркмении имеет мощность 20—30 км и часто разделяется на два-три слоя (см. рис. 44). На глубине 10—18 км залегает диоритовый слой ($v_r = 6,0 \div 6,6$, до 6,8 км/с). В горах Султануиздаг диоритовый слой, вероятно, выходит под рыхлые отложения, а в Предкопетдагском прогибе погружается до 25 км. Выше следует сложный по внутренней структуре слой с пластовой скоростью 5,9 км/с. Он включает в основном до меловые породы, но может рассматриваться как гранитный. Перекрывается этот слой осадочным покровом мощностью 2—5 км и более. В ряде работ [19 и др.] приводятся более низкие значения скоростей по сравнению с указанными здесь.

Профиль МОВЗ, пересекающий плиту от зал. Кара-Богаз-Гол на западе до Таджикской депрессии на востоке, местами дает то же положение границ, что и сейсмические профили КМПВ и ГСЗ. Структура земной коры по этому профилю также многослойная. Базальтовый слой залегает на глубинах 14—22 км, а диоритовый 6—15 км. В общем кора характеризуется сравнительно высокой основностью: базальтовый слой обычно мощнее вышележащей части коры, а гранитный или имеет малую толщину, или отсутствует.

Северо-Американская платформа

Докембрийская Северо-Американская платформа имеет сложное строение и длительную историю развития. В ее обнаженной части, составляющей Канадский щит, выделяются архейский (Кеноранский), раннепротерозойский (Гудзонский) и допозднерифейский (Гренвиллский) складчатые пояса. Известны платформенные осадочные, вулканогенные, а иногда и метаморфические толщи протерозойского возраста, залегающие с резким угловым несогласием на более древних, интенсивно дислоцированных породах. Платформенный чехол является общим для всей территории лишь начиная с палеозоя. Значительную его долю, особенно в области Великих равнин, составляют мезозойские и кайнозойские осадки. На большей части территории платформы мощность чехла не превосходит 2 км.

По построениям американских геологов, мощность коры на платформе увеличивается от 35 км на востоке до 50 км на западе. Обычны локальные колебания мощности на 6—8 км, а в районе оз. Верхнее толщина коры изменяется от 23 до 57 км (см. рис. 64) [90, 97]. Кора на платформе отчетливо слоистая. Она, как правило, расчленяется на три-четыре слоя, не считая осадочного. Слои, занимающие одинаковое положение в разрезе, различаются и по мощности, и по скоростным характеристикам. Например, слой с сейсмической скоростью 6,1 км/с зафиксирован почти повсеместно, но в Колорадо он третий сверху, в Нью-Мексико и Арканзасе — второй, в Миссури и Теннесси — первый. Диоритовый слой представлен также повсеместно, но в одних случаях это один слой с пониженной (Колорадо, Нью-Мексико) или повышенной (Оклахома) скоростью, в других — два и даже три слоя (Миссури). Разрез земной коры то характеризуется полнотой и включает осадочный, вулканогенно-осадочный, гранитный, диоритовый и базальтовый слои, то имеет лишь два слоя. Базальтовый слой в южной части трансконтинентального пересечения отмечен на всех профилях и имеет повышенную основность ($v = 7,1 \div 7,4$ км/с), в северной части он отсутствует или отличается предельно низкой скоростью (6,7 км/с). Под базальтовым слоем, имеющим повышенную скорость, мантия также отличается более высокими значениями скорости упругих волн.

Мощности слоев изменяются в широких пределах. Осадочный слой, где его можно отделить от подстилающих слоев, имеет мощность до 7 км. Мощность гранитного слоя, зафиксированного лишь в Колорадо и Оклахоме, составляет 9—12 км. Диоритовый слой с пониженной скоростью обладает мощностью 15—20 км, и лишь в Арканзасе он утоняется до 3—5 км. Нижний диоритовый

слой, местами налегающий непосредственно на мантию, изменяется по мощности от 17 до 30 км. Под оз. Верхнее базальтовый слой ($v=6,8$ км/с) имеет мощность от 20 до 50—55 км. В основании коры и на разных уровнях ее верхней части отмечаются зоны возможного понижения скорости на 0,25—1,00 км/с; мощность этих зон 2—6 км [90].

В общем земная кора Северо-Американской платформы отчетливо слоистая и часто многослойная. Разрезы ее неодинаковы в разных районах по числу слоев, их скоростным характеристикам и мощности [29 и др.]. Детальные работы выявляют столь же большие изменения мощности земной коры и ее слоев, как и в пределах Украинского щита. Намечается относительно высокая основность коры. Это проявляется в частом отсутствии гранитного слоя, в высокой основности диоритового, в наличии крупных и мощных раздувов базальтового. Представление о строении мантии Северо-Американской платформы дают скоростные разрезы на рис. 38.

Выводы по глубинному строению платформ можно сформулировать следующим образом.

1. Земная кора платформ имеет мощность от 30 до 55 км, редко больше.

2. Расслоенность земной коры весьма различна в пределах любой из платформ. Мощность слоя изменяется от 0 до 20 км у гранитного и диоритового, от 0 до 50 км у базальтового.

3. Неоднотипность строения земной коры в пределах каждой из платформ не менее значительная, чем между разными платформами.

4. Резкие различия в строении земной коры одной и той же платформы обусловлены тектонической зональностью фундамента, т. е. порождены его тектонической и возрастной гетерогенностью.

5. Восточно-Европейская платформа и Западно-Сибирская плита отличаются от Туранской плиты, характеризующейся параллельностью ограничивающих слоев поверхностей, обратным соотношением границ слоев. Общим для молодых платформ является утолщение базальтового слоя при увеличении мощности коры.

6. На платформах широко развиты разломы глубокого заложения, которые смещают границы в консолидированной земной коре и сами часто уходят в мантию. Многие из разломов, вероятно, могут быть отнесены к разряду глубинных.

Сравнительная характеристика строения земной коры складчатых областей и платформ

Складчатые области и платформы имеют большое сходство по мощности коры, фактически их различие выявляется лишь в статистическом плане. В складчатых областях средние значения мощности коры и их дисперсия больше, чем на платформах. Более существенное различие складчатых областей и платформ намечается по дифференцированности общей мощности земной коры. Как правило, в складчатых областях мощность коры менее выдержанная, но есть и исключения. Например, на Украинском и Канадском щитах неравномерность мощности коры намного больше, чем в Центральном Казахстане, на Урале или Кавказе. Не исключено, что малая дифференциация коры по мощности во многих платфор-

менных областях является лишь следствием недостаточной детальности глубинных сейсмических зондирований.

Не обнаруживается четких различий складчатых областей и платформ и по внутреннему строению земной коры. И на тех, и на других встречаются разрезы, почти одинаковые и по степени расслоения, и по физическим характеристикам, и по сочетаниям слоев. Но сейсмический гранитный слой на платформах представлен, как правило, породами с «диоритовой» скоростью. При сравнении смежных складчатых областей и платформ различия по указанным признакам обычно проступают достаточно отчетливо.

ОКЕАНЫ

В. Е. Хаин [1973 г.] и Г. Б. Удинцев [81] выделяют несколько типов структурных элементов океанического ряда: 1) океанические платформы, или талассократоны, 2) океанические орогенные пояса, 3) современные геосинклинали и погруженные под океанические воды кайнозойские и более древние складчатые пояса, 4) континентальные подножия. От талассократонов следует отделять талассопаракратоны, отдаленно напоминающие молодые платформы континентов. Талассопаракратоны отличаются более сложным рельефом поверхности, они осложнены крупными прогибами — талассосинеклизами и поднятиями — талассоантеклизами и талассовалами. Мощность осадочной толщи здесь непостоянна и достигает больших значений. В пределах этих структур много островов и архипелагов. Примером талассопаракратона является часть Тихоокеанского талассократона, лежащая юго-западнее линии Туамоту—Гавайи — западное окончание Алеутской дуги.

Важным элементом тектонической структуры океанического дна являются разрывные нарушения, прослеживающиеся иногда на 3000—4000 км (Мендосино, Кларин, Пайонир и др.). В пределах океанических орогенных поясов (срединных хребтов) выделяются также системы продольных сбросов, обуславливающих образование рифтов и рифтовых зон, и многочисленные поперечные разрывные нарушения. Океанические разломы находят четкое отражение в рельефе океанического дна и в аномальном магнитном поле.

Тихий океан

Г. Б. Удинцев в пределах Тихого океана выделил четыре типа коры: субматериковую, субокеаническую, океаническую и гиперокеаническую (ультраокеаническую). Субматериковая кора имеет мощность 15—20 км и представлена диоритовым и, возможно, базальтовым слоями ($v=6,4\div 6,7$ км/с). Гранитный и осадочный слои составляют по мощности не более 2 км. Такая кора наблюдается во внутренних хребтах островных дуг и в одиночных дугах пояса кайнозойской складчатости и современных геосинклиналей. Субокеаническая кора разделяется на два подтипа: один характерен для глубоководных котловин Тихоокеанского тектонического пояса (Южно-Охотской, Японского моря), другой — для геосинклинальных котловин альпийского пояса (Кораллового моря, Южно-Фиджийской, Новокаледонской и др.). Земная кора в альпийских геосинклинальных котловинах намного мощнее, чем в глубоководных котловинах окраинных

морей (соответственно 20 и 10—15 км), а нижний ее слой, называемый (не всегда с должным основанием) базальтовым, также отличается большей мощностью (10—20 и 6—10 км) и большей основностью ($v=6,4 \div 6,8$ и $6,1—6,7$ км/с). Отмечается существенная разница этих котловин и по особенностям осадочного слоя: в глубоководных он маломощный (2—6 км) и сравнительно однородный ($v=1,6 \div 2,3$ км/с), в альпийских мощность осадочного слоя варьирует от 5 до 20 км, а скорость колеблется в очень широком интервале (1,6—8,5 км/с).

Океаническая кора неодинакова в пределах талассосинеклиз и поднятий талассократонов, в том числе и океанических островов. В талассосинеклизах земная кора маломощная (4—14 км), ее составляет в основном базальтовый слой ($v=6,4 \div 6,7$ км/с) мощностью 4—12 км (четвертый слой). Под ним иногда располагается базальтовый слой со скоростью 7,0—7,2 км/с и мощностью всего 200—400 м. Выше залегает второй океанический слой ($v=4,5 \div 5,5$ км/с) мощностью от 500 м до 2 км. Предполагается, что он сложен уплотненными карбонатными осадками, туфогенными породами, лавами и серпентинитами. Мощность осадочного слоя измеряется обычно первыми сотнями метров, но иногда достигает километра. Земная кора океанических поднятий отличается большей толщиной (15—20 км), значительной мощностью базальтового слоя (10—20 км). Второй океанический слой достигает здесь толщины 2—4 км, осадочный не превосходит 500 м.

К ультраокеанической отнесена земная кора океанических подвижных поясов (срединных океанических хребтов). Ее отличительной особенностью является необычайно малая мощность (4—6 км). Ультраокеаническая кора почти целиком представлена либо слоем с $v=6,4 \div 6,7$ км/с (базальтовым), либо слоем с $v=7,0 \div 7,8$ км/с (серпентинито-перидотитовым). Верхний, осадочный, слой не превосходит по мощности 500 м. Поскольку океаническое дно в этих поясах относительно приподнято, срединные хребты Тихого океана являются областями наиболее высокого положения кровли мантии на Земле.

Мантия в большинстве случаев характеризуется граничной скоростью 8,0—8,4 км/с. Однако под островными дугами в ней отмечены пониженные (до 7,7 км/с), а под срединными хребтами повышенные (8,5—9,5 км/с) значения скорости продольных волн. Высокие значения иногда наблюдаются в кровле мантии и под талассосинеклизами (до 9,1 км/с).

Данная характеристика земной коры является сильно обобщенной. В действительности кора океанов, подобно коре континентов, неоднородна и конкретные ее разрезы в деталях сильно различаются (рис. 66). В Алеутской дуге кора почти целиком представлена диоритовыми и, очевидно, вулканогенно-осадочными слоями. В примыкающей с севера впадине Берингова моря мощность нижнего слоя резко сокращается до 4—6 км, а скорость продольных волн увеличивается до 6,8—7,4 км/с. В пределах юго-восточного продолжения альпид и современных геосинклиналей (Индонезия, Меланезия, Новая Зеландия) земная кора отличается резкими контрастами мощности и неоднотипностью разрезов. На островах Ява, Новая Британия, Новая Гвинея мощность коры 22—45 км. Иногда выделяются маломощный гранитный и диоритовый слои. Более половины разреза составляет базальтовый слой мощностью до 14—22 км. Северо-восточнее, в морях Флорес, Банда и Бисмарка, кора утоняется до 11—22 км и разрез ее несколько упрощается. При этом мощность нижнего слоя, отмечающегося то «базальтовой», то «диоритовой» скоростью, изменяется от 4—5 до 22 км, а вышележащие слои ($v=5,1$ км/с и менее) имеют мощность до 6—9 км. Диоритовый слой, местами зафиксированный выше базальтового, отличается большим диапазоном мощностей — от 3 до 12 км. Вулканогенно-осадочный (?) слой также характеризуется сравнительно большой мощностью и ее непостоянством (4—8 км). В пределах моря Бисмарка диоритовый слой выклинивается, а два других утоняются [Finlayson D., Cull J., 1973 г.].

В пределах Кораллового моря, значительная часть которого представляет собой глубоководную котловину, кора многослойная. В ее нижней части выделяются слои со скоростью 7,3; 7,5; 7,6 км/с или 6,6; 6,5; 6,8 км/с, на которых залегает слой с $v=5$ км/с [93]. Таким образом, земная кора здесь, за редким исключением, лишена гранитного слоя и представлена кроме осадочного и осадочно-вулканогенного слоев расслоенным базальтовым, местами переходящим в диоритовый. В Новой Зеландии мощность коры 18—20 км. Количество, мощ-

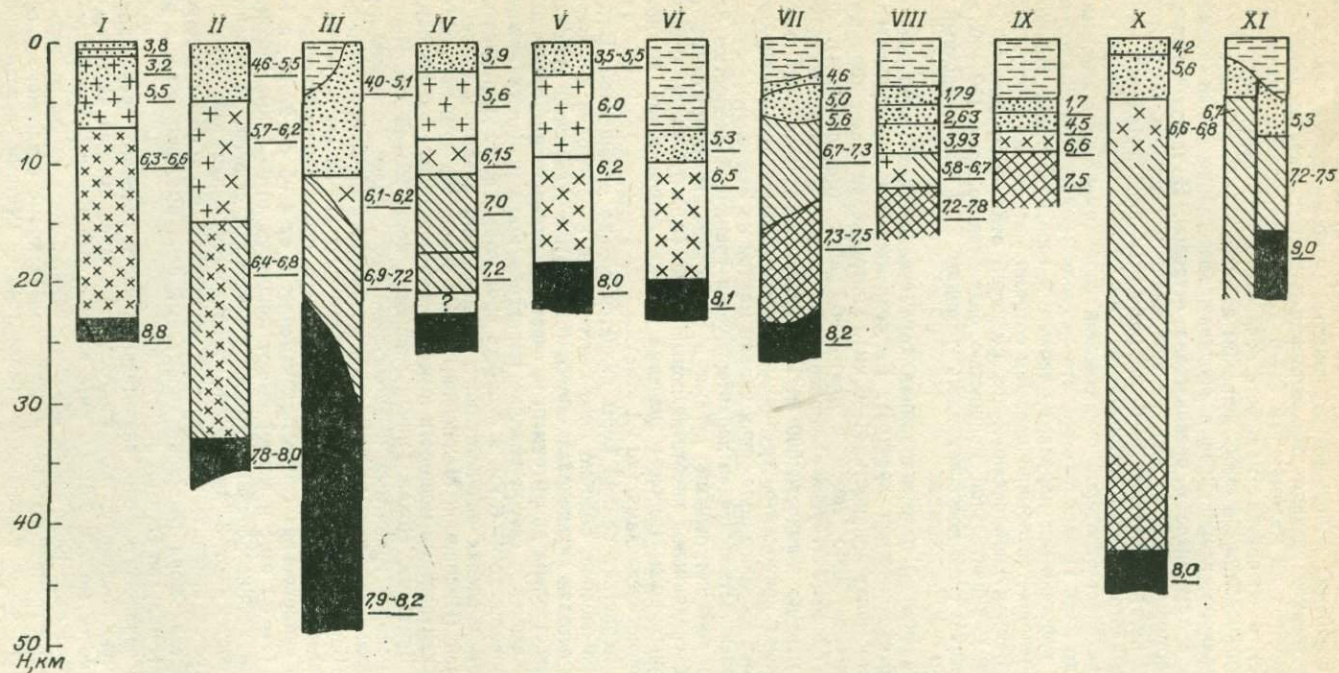


Рис. 66. Разрезы земной коры океанов и океанических островов.

Тихий океан: I — Алеутская дуга [81], II — Япония [17], III — море Бисмарка (Новая Британия и Новая Гвинея) [Finlayson D., Cull J., 1973 г.], IV — Хаураки, V — Веллингтон, VI — желоб Тонга [Моисеенко Ф. С., 1971 г.], VII — вал Шатского [81]; Атлантический океан: VIII — Северо-Американская галассосинеклиза [Бентли Ч., Уэрзел Д. Ж., 1959 г.], IX — Бермудские острова [26], X — Исландия [34]; Индийский океан: XI — рифтовая долина Аравийско-Индийского хребта [72].
Усл. обозначения см. на рис. 53.

ность и скоростные характеристики слоев коры неодинаковы даже на сравнительно близких расстояниях; кора то почти целиком диоритовая, то базальтовая, есть гранитный и вулканогенно-осадочный слой. В желобе Тонга кроме вулканогенно-осадочного слоя присутствует лишь один диоритовый ($v=6,5$ км/с).

Таким образом, даже из приведенных отрывочных данных следует, что земная кора погруженных альпид и современных геосинклиналей имеет то типично материковые, то океанические черты. Основную часть ее разреза составляет, как правило, либо базальтовый, либо диоритовый слой, залегающие непосредственно на мантии и нередко расслоенные. Верхняя часть разреза коры имеет относительно большую мощность только в морских бассейнах.

В пределах глубоководных желобов поверхность мантии обычно прогнута на 8—20 км относительно прилежащих талассократонов, а мощность коры (без водного слоя) составляет 7—15 км. При этом все слои от островного склона желоба к океаническому утоняются. Промежуточные слои, отвечающие по скоростным характеристикам гранитному или вулканогенно-осадочному, выклиниваются. Однако это не является правилом: так, в желобах Рюкю и Марианском слой со скоростью вулканогенно-осадочного сохраняется и прослеживается на соседних талассократонных участках. Нижнюю часть разреза коры обычно составляет наиболее мощный слой (2,5—15 км), характеризующийся «диоритовой» и реже «базальтовой» скоростью сейсмических волн. Вышележащий слой, который может быть параллелизован со вторым океаническим, отличается малой мощностью (2—4 км) и широким диапазоном значений скорости (от 2,8 до 5,7 км/с); иногда этот слой отсутствует. Природа его, очевидно, различна: в одних случаях это гранитный слой; в других — вулканогенно-осадочный континентального типа, состоящий из дислоцированных и сравнительно метаморфизованных пород; в третьих — вулканогенно-осадочный океанического типа, представленный недислоцированными карбонатными и терригенными отложениями, эффузивами и туфами основного состава, серпентинитами. Самый верхний слой мощностью 0,5—3 км и является в полном смысле осадочным.

Земная кора Западно-Тихоокеанского талассопаракратона отличается большим разнообразием разрезов по мощности, расслоенности и скоростным характеристикам. В пределах талассосинеклиз кора маломощная, в поднятиях ее мощность резко возрастает. Так, в Северо-Западной талассосинеклизе мощность коры 8—10 км при глубине залегания ее подошвы 10—15 км. Нижнюю часть коры составляет слой с сейсмической скоростью 6,5—6,7 км/с. Под валом Зенкевича, осложняющим талассосинеклизу, поверхность этого слоя приподнята, а его мощность уменьшена до 4 км. При этом скорость волн в мантии увеличивается от 8,1—8,3 до 9,1—9,4 км/с. Замечено, что зоны повышенной скорости ($v=8,7 \div 8,9$ км/с) отмечаются отрицательными полосовыми магнитными аномалиями [81]. В Меланезийской талассосинеклизе кора в нижнем слое типично базальтовая. В Северо-Западной талассосинеклизе осадочный слой имеет мощность первые сотни метров.

Валы и поднятия океанического дна, разделяющие талассосинеклизы, разнородны по строению земной коры. Например, в пределах одного из крупнейших валов — Гавайского — мощность коры изменяется от 4 до 22 км (рис. 67). Утолщения коры совпадают с поднятиями океанического дна; нижнюю часть разреза коры здесь составляет диоритовый слой ($v=6,4 \div 6,5$ км/с) мощностью 10—16 км. Под утолщениями он налегает на мантию ($v=7,8 \div 8,5$ км/с), за пределами утолщений — на базальтовый слой, при этом он резко уменьшается в мощности и даже выклинивается. Выше располагается вулканогенно-осадочный слой, иногда перекрываемый осадками. Мантия отличается большим диапазоном скорости — от 8,0 до 8,6 км/с. Свообразен разрез земной коры вала Шатского (см. рис. 66), располагающегося к востоку от Японских островов. При мощности коры до 20 км кровля мантии здесь залегает на глубине 25 км, в то время как на соседних участках она приподнята до глубины 12—14 км.

Из приведенных данных следует, что земная кора в пределах океанических поднятий обычно утолщается в результате как воздымания поверхности литосферы, так и погружения ее подошвы. Основание коры составляет либо диоритовый, либо базальтовый слой увеличенной мощности. Разрез коры в верхней части представлен почти повсеместно маломощными вулканогенно-осадочным и осадочным слоями. Ниже залегают то один диоритовый слой, то диоритовый и

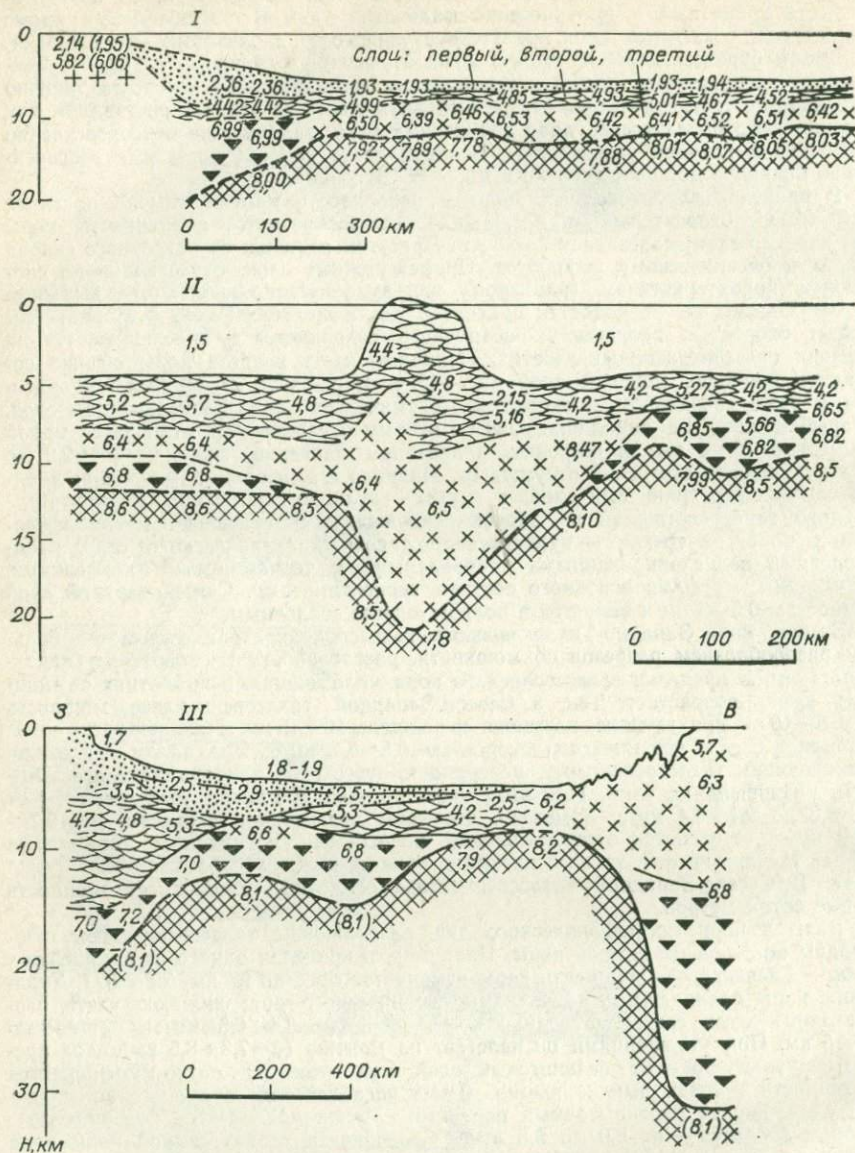


Рис. 67. Сейсмические разрезы земной коры.

I — Аргентинская котловина [Ewing M. a. o., 1973 г.]; II — Гавайский хребт [81]; III — Индийский океан (между Сейшельскими островами и Африкой) [Francis T. a. o., 1966 г.].
Усл. обозначения см. на рис. 44.

базальтовый, то два базальтовых без диоритового. Изредка выделяется слой, отвечающий по скоростным характеристикам гранитному слою земной коры материков. Нижний слой коры под валами имеет либо меньшие, либо большие значения скорости по сравнению с прилежащими участками талассосинеклиз. В целом для талассопаракратона Тихого океана характерны хотя небольшие, но изменчивые мощности земной коры, неоднотипные ее разрезы и колебания скорости сейсмических волн в нижних слоях от «диоритовой» до «базальтовой» (6,5—7,2 км/с). Закономерных связей между мощностью коры и скоростью не устанавливается.

Типичный талассократон представляет дно Северо-Восточной и, возможно, Чилийской и Перуанской котловин Тихого океана. Северо-Восточная котловина практически лишена крупных поднятий. Строение земной коры в ее пределах отличается однообразием (рис. 68). Подошва коры залегает большей частью на глубине 8—12 км и испытывает лишь небольшие пологие погружения и воздымания. Из общей мощности коры, равной 7—8 км, около $\frac{3}{4}$ приходится на базальтовый слой. Вышележащий вулканогенно-осадочный (?) слой мощностью 0,35—1,4 км перекрывается осадочным слоем мощностью от десятков метров до километра. Скорость сейсмических волн в мантии 8,2—8,4 км/с.

В зонах разломов морфология подошвы коры и внутрикоровых границ усложняется, их глубина резко изменяется. Иногда по разные стороны от разломов отмечаются разные мощности и число слоев, неодинаковые значения скорости сейсмических волн.

Тихоокеанский орогенный пояс представляет собой одно из крупных звеньев мировой системы срединных океанических хребтов. Он не занимает срединного положения в океаническом бассейне и может называться так лишь условно. Подобно другим срединным океаническим хребтам, Тихоокеанский является гигантским сводовым поднятием протяженностью многие тысячи километров, ширина его достигает 2500—3500 км, амплитуда 1—3 км. В осевой части поднятия располагается рифтовая зона, рассеченная поперечными трансформными разломами (Клиппертон, Челленджер, Элтанн и др.).

Строение земной коры в пределах срединного океанического поднятия отличается рядом особенностей. По Х. Менарду, поверхность Мохо здесь воздымается местами до глубины 7 км, ее рельеф в общих чертах повторяет океаническое дно. Мощность нижнего слоя ($v=6,5 \div 7,2$ км/с) в сводовых частях поднятий уменьшена до 3—4 км. Второй океанический слой ($v=4,3 \div 5,2$ км/с) вместе с вышележащим осадочным имеет мощность 1—3 км, причем осадочный покров в осевой части поднятия или очень маломощный, или отсутствует. Мантия характеризуется скоростью сейсмических волн 8,0—8,5 км/с, однако по мере приближения к оси поднятия на уровне границы Мохо наблюдаются скорости 7,36—7,66 км/с. Ширина зоны низких значений скорости достигает многих сотен километров. К ней приурочен максимум теплового потока, поэтому многие исследователи связывают эту зону с разогревом мантии, хотя (как было показано выше) логичнее считать ее кровлей базальтового слоя повышенной основности, в этом случае мощность коры увеличится до 25—35 км. Не исключено, что кора, как и предполагал Г. Б. Удинцев [59], представляет собой сложную мозаику блоков основных и ультраосновных пород, в той или иной мере серпентинизированных. Судя по результатам драгирования и бурения, второй базальтовый слой сложен преимущественно базальтами и габбро. В рифтовой зоне отмечаются высокая концентрация бария и обогащение осадков железом, марганцем, медью, хромом, никелем, свинцом, поступающими, как полагают, с гидротермальными растворами из мантии.

Кора континентальных подножий не представляет особого типа, поэтому описание ее не приводится.

Атлантический океан

Некоторые авторы грубо подразделяют земную кору в Атлантическом океане, как и в других океанах, на нормальную и аномальную. Нормальная, характерная для талассосинеклиз, состоит из трех слоев: осадочного мощностью 0,5—1 км, второго океанического 1—2 км, третьего океанического (базальтового) 5—6 км. Для третьего слоя отмечается выдержанность по мощности и скорост-

ным характеристикам, для второго — резкая изменчивость скорости. Средняя глубина залегания подошвы земной коры, по Дж. Юингу [29], равна 12 км, средняя мощность третьего океанического слоя около 5 км, скорость в нем 6,5—7,1 км/с. Аномальная кора отличается выпадением нижнего океанического слоя и пониженной скоростью сейсмических волн в мантии. Такая кора обычна для Атлантического срединного хребта, для океанических валов, океанических впадин (типа Мексиканского залива) и некоторых островных дуг. Симметричность тектонической структуры относительно срединного хребта находит отражение в глубинном строении земной коры (см. рис. 68).

Конкретные данные о строении отдельных структурных элементов Атлантики свидетельствуют о частых и существенных отклонениях от приведенной схемы. Например, в Северо-Американской талассосинеклизе под трехчленным осадочным слоем мощностью до 6 км залегает слой диоритовый (?), имеющий мощность от 1,5 до 5,0 км. На глубине 12—15 км он подстилается базальтовым слоем высокой основности (см. рис. 66). В Бермудском поднятии кора в общем близка к среднестатистической, но мощность третьего океанического слоя изменяется от 2,8 до 11,2 км, а скорость продольных волн от 6,2 до 7,5, причем около половины случаев приходится на значения до 6,6 км/с включительно. Поверхность Мохо располагается здесь на глубине 11—18 км, причем местами она не фиксируется [29 и др.]. В Северо-Африканской талассосинеклизе, примерно на широте о. Мадейра, строение коры в общем такое же, как по западную сторону срединного хребта. В западной и северной частях Бискайского залива на мантии ($v=8,0$ км/с) залегает слой с $v=6,2$ км/с, его мощность 4—5 км. Аргентинская талассосинеклиза (см. рис. 67) очень сходна с Северо-Американской по общему характеру разреза земной коры, но третий океанический слой имеет мощность 3,5—5,0 км, изменяющуюся главным образом в результате неровностей подошвы коры, залегающей на глубинах 11—13 км. Характерной особенностью этого слоя являются низкие значения скорости, не выходящие за пределы «диоритовых» (6,39—6,53 км/с).

Из приведенных данных следует, что не только первый и второй, но и третий океанический слой коры отличается непостоянством мощности и скорости. При этом скорость очень часто находится в интервале значений, обычных для диоритового слоя континентальной коры. Намечается приуроченность «диоритовых» и «базальтовых» значений скорости к определенным районам. Для крайних частей талассосинеклиз и для осложняющих их поднятий сложной задачей является определение подошвы коры; отнесение ее к поверхности с $v=7,2 \div 7,7$ км/с представляется искусственным.

Строение земной коры в Атлантическом орогенном поясе отчасти было охарактеризовано при рассмотрении проблемы подошвы коры. Многие геофизики и геологи принимают вариант, согласно которому мощность коры под срединным хребтом уменьшается, а кровля мантии ($v=7,2 \div 7,6$ км/с) воздымается до глубины 6—9 км. Понижение скорости упругих волн в мантии связывается либо с аномально высоким ее разогревом, либо с переходом гранатового перидотита в плагиоклазовый, либо с частичной серпентинизацией или амфиболитизацией пород, либо с наличием в ультраосновной мантии значительного количества основных дифференциатов, либо с одновременным действием перечисленных и иных факторов. М. Тальвани, К. Ле Пишон и М. Юинг построили модель разреза литосферы в районе Атлантического срединного хребта, где показали гигантскую линзу аномальной мантии внутри нормальной, подошва линзы погружается до 35—42 км (от уровня океана).

По другому варианту породы со скоростью 7,2—7,6 км/с относят к коре, а не к мантии. Они составляют базальтовый слой повышенной основности, аналогичный присутствующему на континентах (Урал, Малый Кавказ, Великие

Рис. 68. Сейсмические разрезы земной коры.

Зоны разломов: I — Мендосино (по 128° з. д.), II — Меррей (по 152° з. д.) [26]; III — северная часть Северо-Восточной котловины [81]; IV — экваториальная часть Атлантического океана (между Сьерра-Леоне и Бразилией) [29]; V — центральная часть Индийского океана [26].

Усл. обозначения см. на рис. 44.

озера Северной Америки). Согласно этому варианту мощность земной коры в Атлантическом срединном хребте составляет 30—40 км и более [34, 73]. В Исландии, представляющей собой крупный выступ на пересечении срединного хребта с обширным океаническим плато, мощность коры достигает 55 км, а скорость в коре равна «диоритовой». На плато под Фарерско-Исландским порогом глубина залегания мантии составляет 30 км. В экваториальной Атлантике (см. рис. 68) третий слой ($v=6,4\div 7,2$ км/с) ограничен снизу поверхностью $v=8,0\div 8,5$ км/с, не прослеживающейся лишь в зоне гребня на отрезке 250—300 км. Эта поверхность поднята под хребтом до глубины 8 км.

Таким образом, в Атлантическом срединном хребте земная кора изменяется от типично океанической до почти континентальной. При этом скоростной разрез коры очень непостоянен. Обычно (но не обязательно) в коре присутствует базальтовый слой повышенной основности, подошва которого регистрируется не всегда; между глыбами этого слоя иногда вклиниваются блоки с высоко поднятой кровлей мантии.

Островные дуги, глубоководные желоба и малые океанические впадины Атлантики по строению земной коры в основных чертах сходны с аналогичными элементами Тихого океана. Мощность слоев и глубина залегания внутрикоровых поверхностей часто претерпевает резкие изменения, слои представляют собой в разрезе линзоподобные тела. Следует отметить исключительное многообразие разрезов. Различия их по количеству слоев и скоростным характеристикам часто бывает столь велико, что корреляция не всегда убедительна даже на коротких расстояниях. В разрезах встречаются скоростные аналоги и вулканогенно-осадочного, и гранитного, и диоритового, и базальтового слоев континентальной коры. При этом на мантию налегают слои как «базальтовыми», так и «диоритовыми» значениями скорости. Для островных дуг, как и для срединных океанических хребтов, проблемой является определение положения и характера подошвы коры, поскольку граница с «мантийной» скоростью под слоем $v=7,0\div 7,6$ км/с сейсмическими методами улавливается не всегда.

В целом для Атлантического океана характерны не только большая, чем в Тихом океане, мощность осадочного слоя, но и гораздо большее разнообразие разрезов земной коры.

Индийский океан

По строению земной коры Индийский океан, как отмечают многие исследователи, во многом сходен с другими океанами. В пределах талассосинеклиз мощность земной коры равна 6—7 км при глубине залегания ее подошвы 12—13 км, в котловине Крозе 4 км при глубине до мантии 8,5 км [72; Rait R., 1963 г.]. Более сложная структура коры наблюдается на отрезке между Сейшельскими островами (Маскаренский хребет) и Африкой (см. рис. 67). Здесь Сомалийская котловина (талассосинеклиза) при малой разнице в глубинах океанического дна характеризуется резко разными разрезами коры. К западу от Сейшельских островов под очень тонким покровом осадков залегает слой со скоростью 6,2 км/с. Его мощность составляет здесь 4 км; располагается этот слой на мантии ($v=8,2$ км/с), глубина до которой 9—10 км. По направлению к континенту скорость в указанном слое уменьшается до 5,3 и даже 4,2 км/с. Под континентальным склоном слой утолщается и подстилается уже не мантией, а слоем с $v=6,6\div 7,2$ км/с [Francis T. a. o., 1966 г.].

В океанических валах достигает большой мощности (6—8 км) второй океанический слой, иногда распадающийся на два. В Западно-Австралийском хребте (вале) глубина до поверхности Мохо по данным американских исследователей составляет около 21 км (см. рис. 68), а по материалам советских геофизиков 13 км. Р. Райт и Д. Шор указывают здесь слои (сверху вниз) со скоростью 2,15 (мощность 0,6 км), 4,7 (2 км), 5,7 (1,5 км), 6,1 (2 км), 6,6 (6 км) и 7,3 км/с (7 км). Под Сейшельскими островами кора резко утолщается до 32 км [Francis T. a. o., 1966 г.]. В Восточно-Индийском хребте разрез коры сходен с разрезом Западно-Австралийского хребта. В строении валов, таким образом, намечается увеличение общей мощности земной коры и преобладание в разрезе слоев с «диоритовыми» и «базальтовыми» значениями скорости.

Срединные океанические хребты Индийского океана отличаются по строению коры от прочих элементов его структуры. На западном склоне Центрально-индийского хребта обнаружен резкий подъем мантии ($v=8,2$ км/с) до 7 км (см. рис. 68). Нижняя часть коры мощностью 2,5 км характеризуется скоростью 6,7 км/с, а верхняя (около 1,5 км) 4,4 км/с. Разрез венчает осадочный слой мощностью несколько сотен метров. Общая мощность коры на этом склоне 4 км. В осевой части хребта толщина коры резко возрастает до 8 км, даже если не считать появившегося здесь слоя с $v=7,5$ км/с. В рифтах Аравийско-Индийского и Западно-Индийского хребтов около $2/3$ разреза коры составляет базальтовый слой с $v=7,2 \div 7,5$ км/с (см. рис. 66). Подошва коры находится на глубине 16—18 км и отмечается значениями скорости продольных волн около 9 км/с. В ограничивающих рифты гребнях скорость в нижнем слое уменьшается до 6,7 км/с, а мощность этого слоя, как и коры в целом, увеличивается [72]. В общем строение земной коры в срединных хребтах Индийского океана неоднотипно. В одних случаях кора характеризуется повышенной по сравнению с прилегающими синеклизамы мощностью, в других она сильно утонена или имеет резко переменную мощность. Во всех случаях не менее $2/3$ разреза коры приходится на базальтовый слой нормальной или повышенной основности.

Глубоководные желоба и островные дуги Индийского океана, подобно их тихоокеанским аналогам, отличаются сложным и неоднотипным разрезом земной коры.

В общем земная кора Индийского океана представляется не менее разнообразной, чем в Атлантическом океане. На мантии залегают слои от дноритового пониженной основности до базальтового высокой основности. Выявляется разнотипность разрезов срединных океанических хребтов. Пожалуй, наиболее специфичным для коры Индийского океана является наличие глыбовых поднятий, по мощности коры приближающихся скорее к континентам, чем к океанам. Обращают на себя внимание сравнительно большие колебания мощности земной коры и отдельных ее слоев, а также существование участков с аномально тонкой корой и очень малой глубиной залегания ее подошвы.

В Северном Ледовитом океане строение земной коры изучено слабо и здесь не рассматривается.

Мантия океанических акваторий

Из приведенных материалов следует, что близ своей кровли мантия неоднородна по скорости сейсмических волн. Выше уже отмечалось, что глубже 220 км расчленение мантии под океанами такое же, как и под материками, хотя по скоростным характеристикам различие между ними сохраняется до 400 км. Выше 220 км разрез мантии океанов существенно отличается от материкового меньшей глубиной залегания волновода (50—60 км под океанами, 100—120 под континентами). Эта часть мантии неодинакова и под разными океанами. Так, под Атлантическим и Индийским океанами в верхних 50 км мантии скорость поперечных волн на 0,1—0,2 км/с меньше, чем под Тихим океаном [11]. Локальные различия в расчленении этой части верхней мантии и в ее сейсмических и плотностных свойствах, судя по гравитационным и магнитным данным, значительно контрастнее.

Следует признать бесспорным давно известное положение о том, что земная кора под океанами значительно тоньше, чем под континентами, и что мантия под океанами залегают на сравнительно малых глубинах. Земная кора океанов характеризуется разнообразием разрезов по расчлененности, мощности слоев и скоростным параметрам. При этом различия проявляются между разрезами коры не только разных структурных элементов океанического дна, но и однотипных структур. Валы талассократонов и талассо-паракратонов, поднятия современных геосинклиналей и погружен-

ных областей альпийской складчатости, глыбовые поднятия и островные дуги, как правило, характеризуются повышенной мощностью земной коры по сравнению с прилежащими талассосинеклизмами, впадинами, желобами. Иными словами, они подчинены такой же закономерности, какая наблюдается на континентах между поднятиями и прогибами, с одной стороны, утолщениями и утонениями земной коры — с другой. При этом даже общая мощность коры и характер разреза в океанических поднятиях сходны с континентальными. Однако отдельные океанические поднятия и многие звенья срединных океанических хребтов сопровождаются общим изгибом коры без изменения ее мощности или даже с некоторым утонением. Кровля мантии здесь испытывает наибольшие на земном шаре воздымания. Изгибы коры без изменения ее мощности наблюдаются и в глубоководных желобах, где подошва коры бывает прогнута на большую глубину.

Срединные океанические хребты по структуре земной коры представляют собой гетерогенные образования; они весьма далеки от того идеального стандарта, каким обычно изображаются в работах сторонников гипотезы раздвижения океанического дна. Выделяется не менее трех типов разрезов земной коры и верхней мантии в срединных хребтах. Для одного характерны четко выраженная кровля мантии с нормальными значениями скорости, воздымание ее под хребтом при постоянной или несколько уменьшенной мощности коры. Второй тип разреза на краях хребта сходен с предыдущим, но под его сводовой частью фиксируется граница со скоростью, обычной для базальтового слоя повышенной основности, кровля мантии здесь не улавливается. Третий тип разреза отличается общим утолщением коры, ее подошва отмечается нормальной для мантии скоростью. Этот тип близок к разрезам глыбовых океанических поднятий. Перечисленные типы земной коры в срединных океанических хребтах в общем составляют ряд от коры типично океанической до почти континентальной и, вероятно, характеризуют разные стадии ее развития.

Нижний слой океанической коры по значениям скорости упругих волн в одних местах соответствует разновидностям диоритового слоя, в других — базальтового, а иногда даже гранитному слою материковой коры. Не менее половины нижнего слоя океанической коры (по площади развития и объему) характеризуется «диоритовой» скоростью. Еще большим непостоянством скорости отличается второй океанический слой, или «фундамент».

Среди разрезов океанической земной коры можно найти аналоги практически всех типов разрезов континентальной коры, за исключением содержащих хорошо развитый собственно гранитный слой. В океанических разрезах он часто заменяется вулканогенно-осадочным слоем. Таким образом, между земной корой материков и океанов, судя по геофизическим характеристикам, во многих случаях нет явной принципиальной качественной разницы, хотя количественные различия выражены, как правило, достаточно отчетливо.

Сопоставляемые параметры

Свои суждения о процессах, механизме и режиме образования, об истории развития геологических тел геологи составляют обычно на основании анализа морфологии, пространственных взаимоотношений, состава и внутренней структуры этих тел. Этот метод распространяется и на исследования глубинных зон земной коры. Взаимосвязи глубинной и приповерхностной структуры земной коры уже давно привлекают внимание геологов и геофизиков.

Одним из затруднений при анализе этих соотношений является несопоставимость сейсмических данных между собой. Использование глубинных построений, базирующихся на всякого рода зависимостях между мощностью земной коры и ее слоев по сейсмическим данным, с одной стороны, и интенсивностью аномалий силы тяжести — с другой, вследствие их схематизма могут привести к открытию лишь самых общих взаимосвязей, причем установленных с очень низкой степенью достоверности. Совершенно не заслуживают доверия сопоставления, выполненные на базе глубинных построений, при которых внутрикоровые границы находят по мощности стратиграфического разреза. В этом случае выводы уже заложены в исходные материалы.

Имеющиеся материалы по глубинному строению земной коры и верхней мантии дают весьма ограниченные возможности для изучения соотношений глубинных структур с тектоникой. Но даже при наличии детальных и точных карт распределения мощностей или глубин залегания слоев земной коры эти соотношения могут быть установлены лишь приближенно. Перестройка плана строения и резкие изменения режима развития от одного тектонического цикла к другому приводят к весьма сложным перераспределениям коровых масс. Поэтому может быть обнаружена лишь та зависимость, которая количественно проявилась наиболее резко. В большинстве случаев соответствие особенностей глубинного строения структурным элементам по положению, очертаниям и размерам выглядит нечетким, расплывчатым, иногда оно может быть обнаружено лишь статистическими методами.

Для суждения о причинах, механизме, истории зарождения и развития земной коры, ее слоев, тектонических структур, об источниках материала земной коры обычно изучают следующие соотношения: 1) мощности земной коры или ее слоев с рельефом дневной поверхности; 2) глубинной структуры, чаще всего общей мощности коры или рельефа ее подошвы, с неотектоническими структурами; 3) глубин поверхности Мохо с рельефом консолидированной земной коры (поверхностью складчатого основания, фундамента); 4) мощностей слоев коры и коровых границ друг с другом в зависимости от возраста складчатости и положения в глобальной структуре; 5) мощностей и рельефа поверхностей земной

коры и ее слоев со структурными элементами разных порядков, типов, режимов развития (с континентальными глыбами и океаническими впадинами, со складчатыми областями и платформами, с геосинклинальными структурами разного типа и возраста, со структурными элементами разного режима развития, с локальными складчатыми структурами разного типа). Большое внимание уделяется выяснению особенностей строения земной коры в морских и океанических структурах разных типов. Свою группу составляют работы по изучению земной коры рифтовых зон, повышенный интерес к которым привел к включению в число этих зон довольно далеких образований глыбового характера.

Из глубинных характеристик земной коры кроме мощности и рельефа коры в целом и ее слоев используются их скоростные и плотностные параметры как указатель состава; особенности волновой картины, интенсивность поглощения сейсмических волн как отражение структурных особенностей среды; магнитные свойства слоев как индикатор условий их образования. Здесь будут рассмотрены статистические, корреляционные, связи между характеристиками глубинного и приповерхностного строения земной коры безотносительно к их функциональной природе.

Общие зависимости между глубинным и приповерхностным строением земной коры

Зависимость между высотой земного рельефа и глубиной залегания подкорового слоя. Соотношения между глубиной подошвы земной коры и высотой дневного рельефа на основании сейсмических данных наиболее полно исследованы Р. М. Деменицкой, Г. З. Гурарием, И. А. Соловьевой и Н. А. Беляевским. По Р. М. Деменицкой, зависимость между мощностью земной коры и рельефом дна и суши описывается формулой

$$H = 33th (0,38h - 0,18) + 38,$$

где H — толщина земной коры, км; h — высота земной поверхности, км.

Согласно этой зависимости уровню моря соответствует мощность земной коры около 38 км. Н. А. Беляевский [1968 г.] показал, что это соотношение выдерживается лишь в общем виде и что оно существенно различается для разных геоструктурных форм. Корреляция между мощностью земной коры (или глубиной ее подошвы) и высотой рельефа отчетливо прослеживается в области положительных отметок земной поверхности начиная с 1 км, т. е. она характерна для горного рельефа. Для равнинных пространств континентов и океанов такая корреляция отсутствует. Можно лишь отметить, что на континентальных равнинах мощность земной коры изменяется от 25 до 53 км при малых перепадах высот земного рельефа, а на океанических равнинах мощность коры остается относительно постоянной при изменении глубины акватории от 4 до 7 км (рис. 69). Морские мелководья Каспийского и Охот-

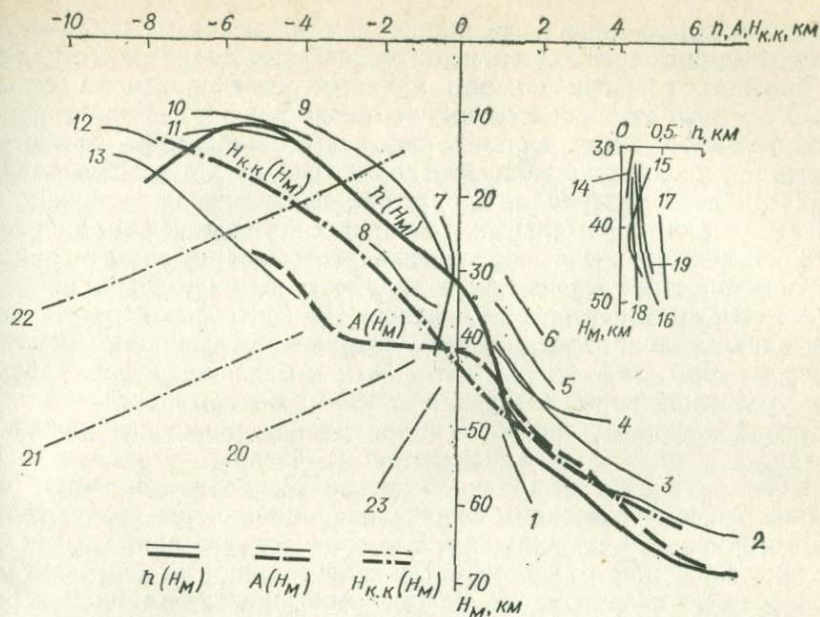


Рис. 69. Зависимость между рельефом земной поверхности h , амплитудой неотектонических движений A , глубиной залегания кровли консолидированной коры $H_{K,K}$ и глубиной до границы Мохо H_M [59].

Зависимость $h(H_M)$ для разных регионов: 1—6 — горы (1 — Альпы; 2 — Памир; 3 — Тянь-Шань; 4 — Кавказ, Закавказье; 5 — Скалистые; 6 — Северо-Восток СССР), 7—10 — море (7 — Каспийское; 8 — Черное; 9 — Охотское; 10 — Карибское), 11 — океаны (Тихий и Атлантический), 12, 13 — желоба (12 — Тонга; 13 — Курильский), 14—19 (на врезке) — равнины (14 — Скифская плита; 15 — Русская платформа; 16 — Туранская плита; 17 — Казахский массив; 18 — Западно-Сибирская плита; 19 — Северо-Американская платформа); зависимость $H_{K,K}(H_M)$: 20 — Предкарпатский прогиб, 21 — Ферганская впадина, 22 — внешняя зона Курильской островной дуги; 23 — зависимость $A(H_M)$ для межгорных впадин.

ского морей по характеру зависимости между земным рельефом и мощностью коры близки к континентальным равнинам. Для глубоководных желобов это соотношение аналогично средней зависимости для океанов, но со смещением по оси глубин на 4—5 км.

Зависимость между амплитудой новейших тектонических структур и глубиной залегания подошвы земной коры или ее мощностью. Связь между амплитудой новейших тектонических движений и мощностью земной коры замечена давно, однако изучена лишь в последние годы. По Н. А. Беляевскому, амплитуда новейших структур зависит от мощности земной коры в общем так же, как земной рельеф: с увеличением глубины до поверхности Мохо амплитуда новейших тектонических движений возрастает, но участок отсутствия корреляции на равнинных территориях выражен менее четко. Для тектонических депрессий рассматриваемая зависимость прямо противоположна общей: подошва земной коры погружается с понижением донегеновой поверхности (см. рис. 69). Сходный характер зависимости намечается для склона Курильского глубоководного желоба.

Закономерное увеличение мощности земной коры с ростом амплитуды земного рельефа и неотектонических поднятий (отражением которых в большой мере и является рельеф) логично связывать с тем, что эти процессы имеют общие причины. Можно предположить, что сами неоген-четвертичные движения являются следствием увеличения мощности коры в результате концентрации базальтоидного материала. Отсутствие связи между мощностью земной коры континентальных и океанических равнин и амплитудой тектонических движений определенно указывает на иные причины неравномерности распределения мощности земной коры, причем разные для континентов и океанов. На континентах отсутствие корреляции можно объяснить либо сохранением древних корней гор в разрезе коры, либо очень длительным и медленным формированием утолщений коры, которые в какой-то мере компенсировались осадконакоплением в прогибах, либо, наконец, подкоровой эрозией или дифференциальным «растворением» базальтового слоя мантии. Под океанами же причиной потери корреляции является изменение гипсометрического положения земной коры без существенного изменения ее мощности. Это означает, что природа тектонических движений в талассократонах другая, чем на континентах, и что если не механизм, то режим формирования земной коры в них также иной.

Прямая зависимость амплитуды новейших движений от глубины подошвы коры в ряде краевых и межгорных прогибов находит объяснение в том, что погружение этих структур не сопровождалось значительными изменениями внутри коры или ее редукцией верхними слоями мантии. Блоки земной коры, соответствующие таким впадинам, в процессе погружения коробились как пластинообразные твердые тела, не вступая в какие-либо существенные реакции с подстилающим субстратом и не расплавляясь в нем. Таким образом, здесь, как и в пределах океанических равнин, причина движений лежит глубже самой коры и верхов мантии. Но механизм формирования земной коры в краевых и межгорных прогибах несколько иной, чем на талассократонах: весьма значительное увеличение мощности кора прогибов получает от осадконакопления.

Из рассмотренных зависимостей следуют два вывода большой теоретической важности: 1) причины новейших тектонических движений (а иногда и более древних) различны в областях разной тектонической подвижности; возможно, эти различия обусловлены лишь глубинностью соответствующих агентов; 2) механизм или режим формирования земной коры на континентальных и абиссальных равнинах различен.

Соотношение между рельефом консолидированной земной коры и глубиной поверхности Мохо. Зависимость между глубинами залегания поверхности консолидированной земной коры и ее подошвы в общем сходна с соотношением амплитуды новейших движений и глубиной границы Мохо, но отличается очень слабо выраженной зоной потери корреляции, для платформенных обла-

стей практически отсутствием такой зоны. Корреляционная связь рельефа консолидированной коры и поверхности Мохо оказалась наиболее тесной из всех рассмотренных. В общем глубина до подошвы земной коры обратно пропорциональна глубине залегания кровли консолидированной коры. Для впадин, выполненных мощными толщами осадочных отложений (7—10 км в Предкарпатском и Предкопетдагском прогибах, 10—20 км в Ферганской и Южно-Каспийской впадинах), зависимость противоположна указанной. Исключение составляют Предуральский прогиб и Прикаспийская впадина, подчиненные общей закономерности. В глубокоководных впадинах Черного, Каспийского, Охотского и Японского морей тоже наблюдается уменьшение мощности земной коры с погружением ее подошвы.

Н. А. Беляевский [1968 г.] предполагает, что по характеру этого соотношения морские впадины составляют единый ряд, который отражает некоторую последовательность в развитии структур от континентальных к океаническим. Эта мысль подтверждена А. В. Чекуновым [1970 г.] и А. П. Милашиным [1970 г.], установившими, что в ряду структурно-морфологических элементов: 1) материк и шельф, 2) внутреннее море и материковый склон, 3) океаническая котловина, 4) глубокоководный желоб — характер указанной связи закономерно изменяется: отмечается обратная зависимость для первых двух групп элементов и прямая — для двух последних. Граница преобладания прямых и обратных соотношений примерно совпадает с изобатой —4 км. А. В. Чекунов отмечает, что в среднем при этих же отметках выклинивается и гранитный слой. Этот автор считает, что обратные соотношения во внутренних морях являются косвенным доказательством образования этих морей на коре континентального типа, а крутизна графиков указывает на степень океанизации занимаемых ими участков коры.

Почти полное исчезновение зоны потери корреляции между рассматриваемыми параметрами для континентальных равнин при снятом влиянии осадочного покрова делает обратную зависимость между кровлей и подошвой коры более универсальной. Можно принять, что и под равнинами вариации мощности коры представляют собой подобие корней гор, но с малой амплитудой поднятия, полностью захороненных под осадками и, видимо, формировавшихся весьма длительное время (как и полагают Н. А. Беляевский и И. С. Вольвовский), соизмеримое с периодом накопления осадочного слоя. Таким образом, отличие платформенных равнин от горных районов заключается, видимо, не в механизме, а лишь в режиме образования базальтового слоя.

Наклон кривой, выражающей рассматриваемую зависимость для некоторых впадин и прогибов, свидетельствует о том, что увеличение мощности коры почти целиком определяется амплитудой погружения и мощностью накапливающихся в этих прогибах осадков. Это подтверждает высказанное выше предположение о механизме возникновения подобных структур как изгибе коры без существенного перераспределения материала.

Соотношения слоев коры в зависимости от возраста складчатости. Зависимость мощности и внутренней структуры коры от возраста складчатости и ее провинциальных особенностей подробно рассмотрена Н. А. Беляевским. Анализ был выполнен без предварительной увязки по скоростным характеристикам, часто на основании рекогносцировочных ГСЗ. Тем не менее правильно отмечено преобладание базальтового слоя над гранитным в древних платформах, мезозоидах и эвгеосинклинальных палеозойских складчатых зонах, наличие слоя с повышенной скоростью сейсмических волн в нижней части коры мезозойских и ларамийских складчатых комплексов Америки.

С приведением разрезов к унифицированной модели коры выявляется, что мощность земной коры, рельеф ее подошвы и внутрикоровых границ, а также их соотношения с границей Мохо от возраста складчатых комплексов зависят слабо. Даже дифференцированность коры по мощности оказывается сходной у докембрийских, палеозойских и альпийских складчатых сооружений, что подтверждается сопоставлением данных по Украинскому щиту, герцинидам Средней Азии и Альпам.

Соотношения мощности и рельефа слоев земной коры с тектоническими элементами. Анализ общих соотношений крупнейших тектонических элементов коры с мощностью коры в целом и ее слоев, а также геологические и палеогеодинамические выводы из этого анализа даны в работах В. В. Белоусова, В. В. Федынского, А. А. Борисова, В. Б. Соллогуба, П. Н. Кропоткина и многих других геологов и геофизиков. Уже давно известно различие в строении земной коры континентальных глыб и океанических бассейнов. Отмечены особенности земной коры платформ, складчатых областей и геосинклиналей. Приведение сейсмических разрезов разных регионов к единой скоростной модели значительно расширило возможности и повысило надежность изучения особенностей строения земной коры в зависимости от характера тектонической структуры. Выявлено, что на поведение слоев земной коры влияет режим геосинклинального развития: его тип, возраст, продолжительность [44 и др.].

Гранитный и диоритовый слои имеют наибольшую мощность в эвгеосинклиналях, при этом они тем мощнее, чем моложе эвгеосинклиналь. Верхняя часть земной коры обычно оказывается более основной в эвгеосинклинальных структурах по сравнению с мезо- и миогеосинклинальными, но бывают и другие соотношения. Высокой основностью коры отмечаются, например, Уральская, Кордильерская, Японская и Альпийская эвгеосинклинали. В отличие от них Тянь-Шаньская и Кавказская эвгеосинклинали характеризуются пониженной основностью верхней части коры. Особенность земной коры в первой группе эвгеосинклиналей может быть объяснена слабой дифференцированностью геосинклинальных осадков и наличием источников более основного материала, чем породы верхних горизонтов прилежащих платформ. Таким материалом могли быть продукты денудации коры океанического типа в самой

геосинклинали или за ее пределами и продукты поступления основной магмы из глубин. Для второй группы эвгеосинклиналей вероятен приток осадочного материала с участков коры континентального типа.

Дифференциация вещества коры возрастает от высоких типов геосинклиналей к низким и к платформам. Это можно видеть на примере Северной Америки, где степень расслоения коры увеличивается от Кордильер к Скалистым горам и далее к Северо-Американской платформе.

Мощность и соотношения гранитного и диоритового слоев существенно зависят от режима тектонических движений в период геосинклинального развития. Участки с геоантиклинальным режимом почти всегда характеризуются пониженной мощностью диоритового слоя и слабым развитием или отсутствием гранитного. В районах погружений эти слои, напротив, наиболее мощные. Базальтовый слой обычно утолщается, а поверхность его воздымается в поднятиях, как древних, так и современных. Отмеченные закономерности нарушаются в зонах крупных глубинных разломов, где часто происходят поднятия кровли базальтового, диоритового и даже подкорового слоев. Такие явления наблюдаются, например, в зонах Вахшского разлома в Средней Азии и разлома Медиана в Японии. Видимо, с активным перемещением вещества по глубинным разломам связано поднятие кровли базальтового слоя в некоторых геосинклинальных прогибах и по границам геосинклиналей разного типа (Тагильский синклиорий, внешняя зона Юго-Западной Японии).

Особенности земной коры и ее слоев в пределах разных структурных элементов находят отражение и в распределении скорости упругих волн. Н. А. Беляевским и И. С. Вольвовским выявлено, что распределения скорости близки для древних и молодых платформ. В областях палеозойской и более молодой складчатости скорость сильно варьирует. Особенно значительны изменения скорости на внутригранитных границах, что отличает гранитный слой складчатых областей от соответствующего платформенного слоя. Существенно различается скорость продольных волн в базальтовом слое континентов, океанов, внутренних морей — на континентах ее значения выше. Скорость в верхней мантии практически одинакова под континентами и океанами. Градиент скорости между нижней частью коры и мантией больше под океанами, чем под континентами. В общем распределение скорости отражает степень дифференциации материала земной коры в разных тектонических элементах.

Соотношения между структурными элементами разных типов и особенностями строения коры дают основание для очень многих выводов; отметим важнейшие из них: 1) состав и мощность слоев земной коры зависят от процессов геосинклинального осадконакопления; 2) основность и степень дифференцированности земной коры определяются типом геосинклиналей; 3) отступления от закономерных связей тектонических структур с глубинным строе-

нием коры отмечаются в зонах глубинных разломов; 4) аномальная мощность земной коры в горных областях обусловлена, по-видимому, главным образом утолщением базальтового слоя.

Некоторые зависимости между глубинным и приповерхностным строением земной коры по данным детальным работ

Взаимосвязи верхней части коры с приповерхностной тектоникой лучше прослеживаются по материалам детальным геолого-геофизических работ. Они обеспечивают наблюдение множества однотипных случаев и возможность количественной обработки материалов сопоставлений.

Для Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области, Прибайкалья и Забайкалья установлено, что гранитный и диоритовый слои в областях преобладающего геосинклинального погружения характеризуются повышенной мощностью, а в областях поднятия — пониженной [45]. Например, диоритовый слой имеет увеличенную мощность в Обь-Зайсанском, Ануйско-Чуйском, Токрауском прогибах и уменьшенную в Чарышско-Теректинском, Тектурмасском, Восточно-Тувинском и Бирюсинском поднятиях. Базальтовый слой, наоборот, утолщается в поднятиях и утончается в прогибах геосинклиналей.

От тектонического режима зависит и распределение масс в локальных структурах разного генезиса и строения. Так, в необращенных синклиниях (Калбинский, Ануйско-Чуйский) и в обращенных антиклиниях (Ерментауский, Майкаин-Экибастузский) мощность гранитного слоя больше, чем в обращенных синклиниях (Бозшакульский, Майкаинский) и необращенных антиклиниях (Кузнецко-Алатауский, Чарский). Распределение диоритового слоя по структурным элементам более сложное. В крупных структурах типа Тектурмасского антиклиория, Бирюсинской глыбы, Актогайской зоны диоритовый слой ведет себя аналогично гранитному, в относительно же небольших складках — противоположным образом, что связано с утонением диоритового слоя под локальными раздувами гранитного.

Мощность условно-гранитного и диоритового слоев эв- и мезо-геосинклиналей увеличивается от древних структур к более молодым. Так, если в восточно-саянских эвгеосинклинальных байкалидах средняя мощность условно-гранитного слоя меньше 4 км, диоритового 10 км, то в салаиридах Минусинской зоны средние мощности этих слоев равны соответственно 6 и 12 км; в Центральном Казахстане для каледонид имеем 5—6 и 15 км, для герцинид 7 и 15 км. Особенно отчетливо зависит от возраста и типа геосинклинальных структур суммарная мощность гранитного и диоритового слоев или глубина залегания базальтового слоя по каждой отдельной тектонической зоне и еще более явно — по складчатой области. Так, в ряду структур от байкалид Восточного Саяна до герцинид Алтая наблюдается закономерное изменение глубины до базальтового слоя: 8—15 км в Восточном Саяне, 15—25 км в Централь-

ном Казахстане, 20—25 км в Обь-Зайсанской зоне. Базальтовый слой тем тоньше, чем позднее сформировались эвгеосинклинальные структуры и чем длительнее шло их развитие. Например, наименьшие мощности слоя приурочены к поздним каледонидам юго-восточной части Центрального Казахстана, а наибольшие — к Восточному Саяну, где эвгеосинклинальное развитие завершилось еще в докембрии.

Описанные закономерные зависимости нарушаются в зонах глубинных разломов, а также при однотипном, но разновременном развитии сопряженных участков земной коры. В зонах разломов наблюдается увеличение мощности гранитного слоя (Успенская зона в Центральном Казахстане, Иртышская на Алтае), утолщение и асимметричное распределение гранитного или диоритового слоя в прилежащих участках (Рудно-Алтайская и Яблоневая зоны).

Результаты математической обработки материалов по территории Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области, Прибайкалья и Забайкалья полностью подтвердили найденные при качественных сопоставлениях закономерности изменения мощности слоев земной коры в зависимости от возраста эвгеосинклинальной складчатости и других указанных выше факторов. Мощность слоев земной коры изменяется с возрастом геосинклинальных структур линейно:

$$M = M_0 \pm kT,$$

где M — мощность слоя на время T ; M_0 — мощность слоя при $T=0$; k — скорость роста слоя (угловой коэффициент); отсчет времени принят от настоящего в прошлое.

Полученные зависимости существенно различаются для допозднерифейских и позднерифейско-мезозойских структур (рис. 70), что проявляется как в интенсивности, так и в знаке изменения мощности коры и ее слоев во времени. Линии регрессии хорошо отражают тенденцию увеличения мощности гранитного и диоритового слоев и уменьшения базальтового от более древних эвгеосинклинальных структур к молодым. Общая мощность коры нарастает от молодых структур к древним в позднерифейско-мезозойских структурах и уменьшается в допозднерифейских.

Дисперсия частных точек относительно линий регрессии отражает влияние на мощность слоев типа, генезиса и режима развития локальных структур. Так, 80 % положительных отклонений мощности гранитного слоя относятся к геосинклинальным прогибам, синклиориям, впадинам, а отрицательные отклонения — к поднятиям, антиклиориям, поднятым глыбам. При этом максимальные отклонения приурочены соответственно к зонам наиболее мощного осадконакопления и к областям глубокой денудации. Положительные отклонения мощности диоритового слоя в 80 % случаев наблюдаются в положительных структурах, а отрицательные в 75 % случаев в отрицательных, что свидетельствует о пре-

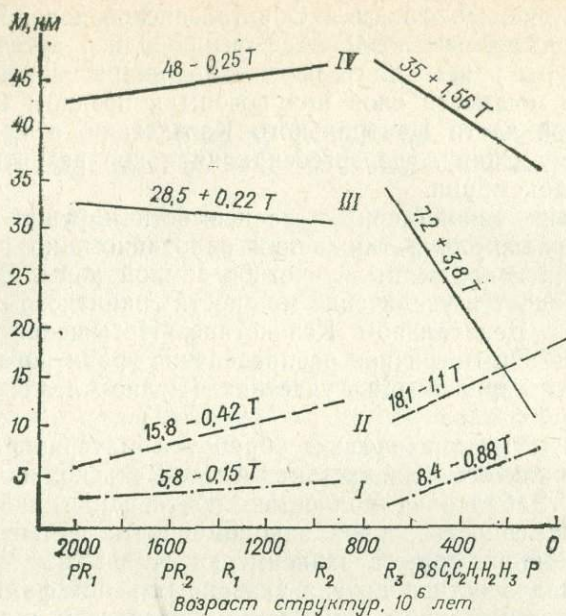


Рис. 70. Зависимость мощности слоев земной коры в эвгеосинклинальных структурах от их возраста [45].

Слой: I — условно-гранитный, II — диоритовый, III — базальтовый; IV — земная кора в целом; структуры: PR₁ — раннепротерозойские, PR₂ — среднепротерозойские, R₁ — раннерифейские, R₂ — среднерифейские, R₃ — позднерифейские (собственно рифейские), B — байкальские, S — салаирские, C₁ — раннекаледонские, C₂ — позднекаледонские, H₁ — раннегерцинские, H₂ — среднегерцинские, H₃ — позднегерцинские, P — тихоокеанские.

обладании обратных соотношений диоритового и гранитного слоев в локальных структурных элементах.

На фоне общих зависимостей намечаются некоторые частные связи, проявляющиеся на более коротких отрезках геологической истории или свойственные лишь отдельным регионам. В результате математической обработки материалов выявились и некоторые новые важные особенности исследуемых соотношений. Так, уравнения и линии регрессии оказались резко разными для допозднерифейских и позднерифейско-мезозойских структур. Где-то на рубеже 800—950 млн. лет назад, видимо, произошло изменение в режиме формирования земной коры. Различие в характере изменения мощности слоев исчезает, если за единицу геологического времени принять геотектонические циклы без учета их продолжительности. Отсюда следует важный вывод: мощность слоев земной коры изменяется пропорционально числу геотектонических циклов независимо от их длительности. Это означает, что каждый цикл геосинклинального развития сопровождается примерно одинаковым увеличением мощности гранитного и диоритового слоев и уменьшением мощности базальтового.

Таким образом, анализ взаимосвязей глубинного строения земной коры с приповерхностным, выполненный на основании де-

тальных материалов по южному горному обрамлению Сибири, выявляет следующие зависимости.

1. Мощность гранитного и диоритового слоев увеличивается от древних геосинклинальных структур к молодым; она возрастает в геосинклинальных прогибах и уменьшается в геоантиклинальных поднятиях, причем мощность больше в обращенных антиклинориях и необращенных синклинориях, чем в необращенных антиклинориях и обращенных синклинориях.

2. Мощность базальтового слоя увеличивается от молодых геосинклинальных структур к древним, а в них от геосинклинальных прогибов к геоантиклинальным поднятиям.

3. Общая мощность земной коры проявляет корреляционные связи как с возрастом геосинклинальных структур, будучи большей в древних структурах, так и с новейшей тектоникой, увеличиваясь в общем с ростом амплитуды неоген-четвертичных поднятий.

4. Глубинные разломы, создавая благоприятные условия для поступления глубинного материала, нарушают отмеченные выше закономерности.

5. Зависимость между мощностью слоев земной коры и возрастом тектонических структур имеет в общем линейный характер, однако различается для разных этапов геологической истории и для разных районов.

6. Мощность слоев земной коры изменяется пропорционально числу геотектонических циклов.

Эти зависимости, подтверждая соотношения, установленные на основании мелкомасштабных материалов, характеризуют и другие важные связи между глубинным и приповерхностным строением земной коры, которые по мелкомасштабным данным практически не могли быть установлены.

ДИНАМИКА ЗЕМНЫХ ГЛУБИН

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Динамика земных недр определяется главным образом характером распределения и условиями переноса эндогенного тепла, гравитационной неоднородностью геосфер и в какой-то мере влиянием внешних (космических) факторов. Внутренняя динамика проявляется на земной поверхности через вулканизм, современные тектонические движения, сейсмичность, изостатическое состояние, вариации магнитного и гравитационного полей, а также через распределение земного тепла в верхних зонах земной коры. Обычно под динамикой Земли — геодинамикой — понимают «механику глобальных процессов в Земле» [84]. Такое определение приемлемо, если кроме механических явлений оно охватывает тепловые, физико-химические и электромагнитные.

Сейсмичность — одно из наиболее ощутимых и ярких проявлений динамики Земли, процессов движения и изменения, протекающих в ее недрах в настоящее время. Сейсмичность проявляется землетрясениями разной силы. В зависимости от глубины очагов землетрясения разделяют на мелкофокусные (глубина очагов до 60 км), промежуточные, или среднефокусные (от 60 до 300 км), и глубокофокусные (больше 300 км). Наибольшая из определенных глубин очагов землетрясений составляет 720 км. С. Миямура [29] предлагает выделить в особую (переходную) группу землетрясения с глубиной очагов от 300 до 450 км.

**Пространственное размещение эпицентров
и очагов землетрясений**

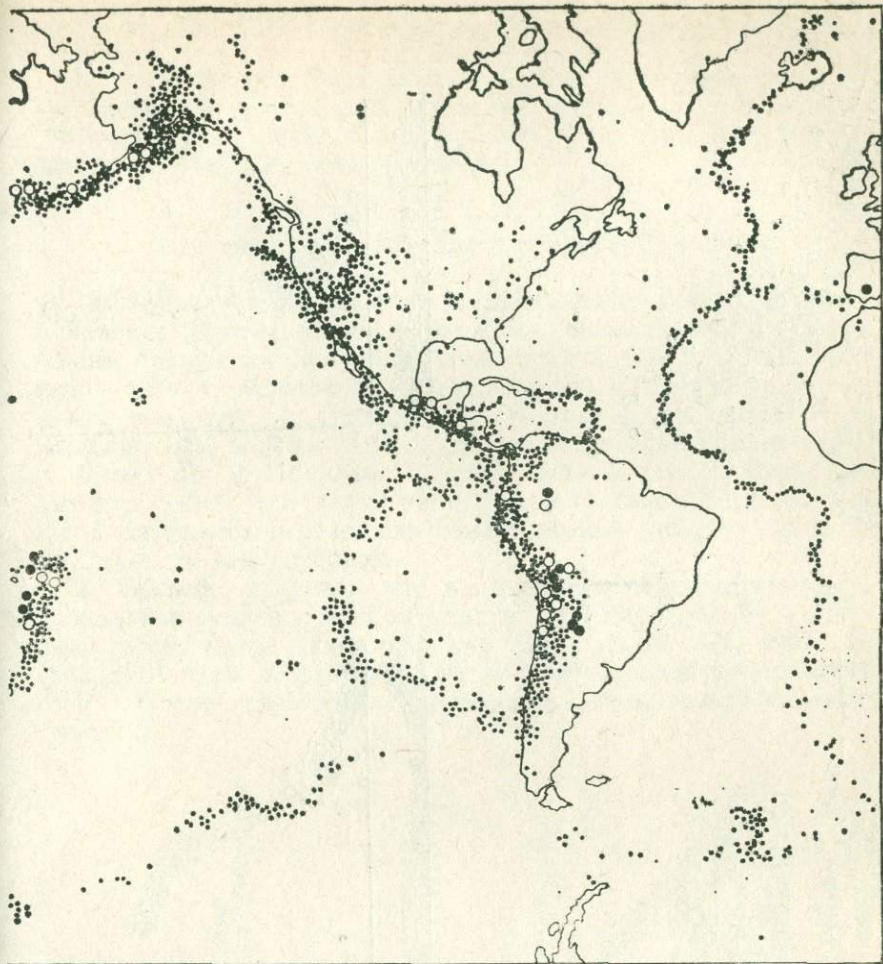
Эпицентры землетрясений образуют ряд сейсмических поясов [Рихтер Ч., 1963 г.]. Самым крупным из них является Тихоокеанский кольцевой пояс (рис. 71), в него включаются также землетрясения Карибского моря и Южно-Антильских островов. Гораздо меньше по протяженности и количеству землетрясений Средиземноморско-Гималайский пояс. На Памире от него ответвляется Тянь-Шаньско-Монголо-Байкальский пояс, продолжение которого намечается в Верхоянье. Прослеживаются глобальные пояса, связанные со срединными океаническими хребтами. В пределах континентов существуют обширные территории со слабой, но равномерно распределенной сейсмичностью («сейсмические регионы»). Так, почти на всей территории США отмечены землетрясения с магнитудой $M=4$ и выше [29].

Тихоокеанское кольцо и срединные океанические пояса выделяются большой контрастностью и лентовидным характером. Эта особенность нарушается в западной части Тихого океана и особенно в области Зондского архипелага и Меланезии. Здесь пояс расщепляется на зоны, отражающие сложную систему островных дуг. Средиземноморско-Гималайский и Тянь-Шаньско-Монголо-Байкальский пояса имеют менее четкие очертания и менее плотное распределение эпицентров. Надо отметить, что эпицентры в пределах поясов размещаются неравномерно, в одних местах они сгущаются в линейные зоны или рои, в других сильно разрежаются. Особенно отчетливо это проявляется в распределении эпицентров крупных землетрясений.

Одни сейсмические зоны измеряются сотнями километров вкrest простираия и многими сотнями и тысячами километров по простираию (Курильская, Бонинская, Алеутская, Чилийская), другие — первыми десятками километров вкrest простираия и первыми сотнями километров по простираию (последние более характерны для эпиконтинентальных поясов). В их пределах наблюдается более дробная зональность, выражающаяся в наличии цепочек эпицентров или их роев, которые иногда располагаются почти поперек поясов и крупных зон.

Отмечаются существенные различия в распределении землетрясений разной силы. Так, сильные землетрясения ($M > 7$) редки в зонах срединных океанических хребтов, в Восточной Африке и во многих звеньях континентальных сейсмических поясов. Еще более четкая зависимость размещения эпицентров землетрясений устанавливается от глубинности их очагов. Мелкофокусные землетрясения бывают практически во всех сейсмоактивных областях. К мелкофокусным относится более 90 % всех землетрясений на Земле. В каждом районе преобладают землетрясения определенной глубинности: 10—15 км в Алтае-Саянской области и многих районах Средней Азии, 30 км — во многих районах США [29]. Землетрясения с промежуточной глубиной очагов (60—300 км) немногочисленны в пределах Средиземноморско-Гималайского пояса, их почти нет в Африке и в океанах, а на западном побережье Северной Америки не бывает совсем. Землетрясения переходных глубин (300—450 км) наблюдаются только по западной окраине Тихого океана, причем среди них мало сильных. Глубокофокусные землетрясения бывают также главным образом в западной части Тихого океана, но значительно чаще промежуточных; лишь в районах Курильской и Идзу-Бонинской островных дуг они уступают по частоте проявления переходным. Глубокофокусные землетрясения известны в Андах Южной Америки, и всего два таких землетрясения зафиксировано в Средиземноморско-Гималайском поясе: в Южной Испании (29 марта 1954 г.; глубина очага 650 км) и в Тирренском море (2 февраля 1955 г.; 450 км).

Гипоцентры очагов образуют сейсмофокальную поверхность (зону), которая наклонена либо под континент или островную дугу (запад Южной Америки, дуги западной части Тихого океана)



Л. Сайкса [1970 г.], Ч. Рихтера [1963 г.], В. Карника [29] и др. [64]).

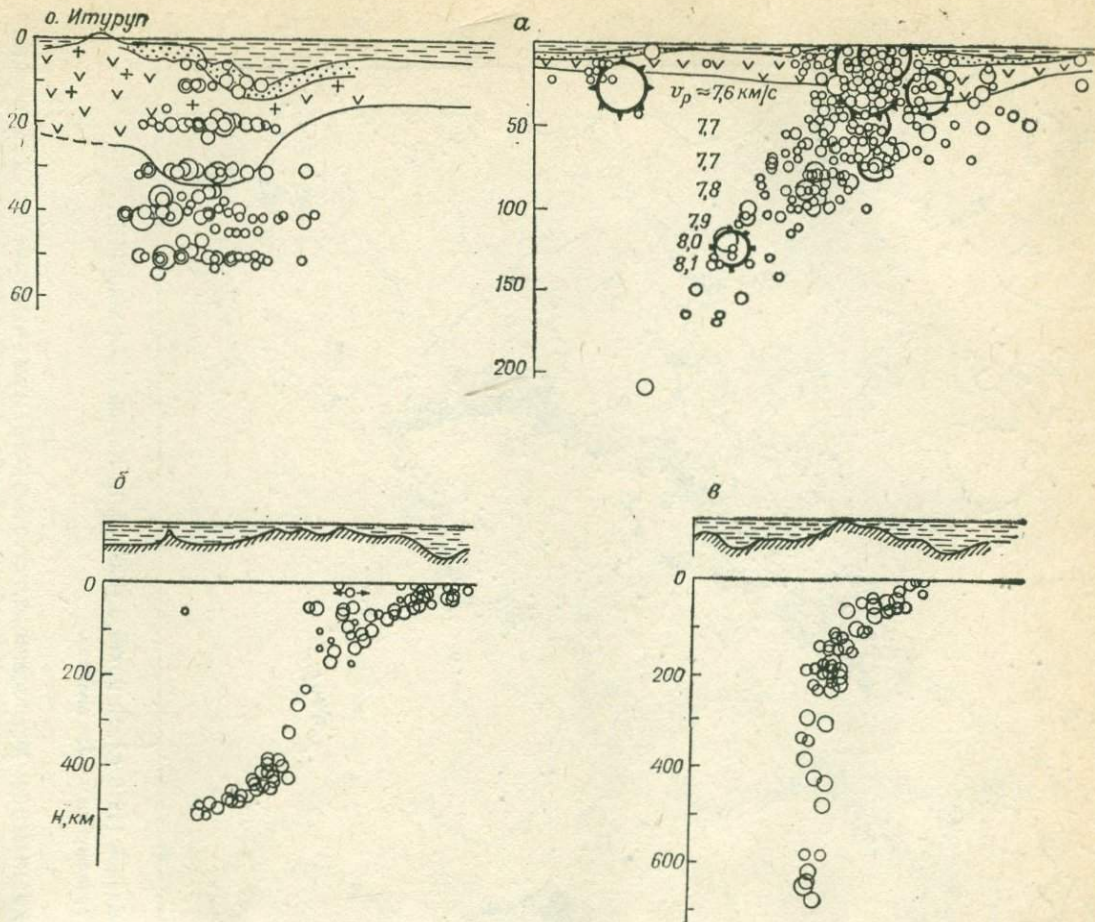
2 — промежуточные, 3 — глубокие.

ходным землетрясениям. Этот экстремум выделяется не всегда, и зона пониженной сейсмической активности может с глубиной расширяться, захватывая область промежуточных очагов. Так, по А. Ритсема [29], зона пониженной активности в Южной Америке занимает интервал 300—550 км, на дуге Зондских островов 250—550 км, на дугах Сулавеси—Филиппины и Тонга—Кермадек 300—450 км, на Новых Гебридах 250—350 км, на Соломоновых островах 200—350 км, близ Японии 200—300 км. Р. З. Тараканов и Н. В. Левый [1969 г.] в Курило-Японском регионе выявили четыре зоны понижения магнитуды, скорости и амплитуды сейсмических волн и пять зон повышения их значений, в последних

Рис. 72. Разрезы сейсмофокальных зон в западной части Тихого океана.

Дуги: а — южная часть Курильской (левый рисунок иллюстрирует «слоевое» размещение очагов) [75 и др.], б — Идзу-Бонинская, в — Марьянская [50].

Разными кружками обозначены очаги землетрясений разных энергетических классов.



зонах и отмечаются скопления очагов землетрясений на глубине.

На глубинных разрезах через сейсмофокальные зоны очаги образуют не только рой, но и скопления в виде линз и слоев, расположенных почти горизонтально. Это особенно характерно для мелкофокусных землетрясений.

Закономерности сейсмических явлений во времени

Проявление землетрясений во времени имеет свои особенности в каждом регионе и даже в каждой сейсмической зоне. Однако общим правилом служит обратное соотношение между силой землетрясений и частотой их возникновения. Чем сильнее землетрясения, тем реже они происходят. Например, в Средней Азии на площади 1000 км² 9—10-балльное землетрясение бывает один раз в 10 тыс. лет, а 4-балльное — один раз в 5 лет. В общем случае землетрясения тем реже, чем глубже их очаги. Эту закономерность нарушают переходные землетрясения, повторяемость которых меньше, чем глубоких.

Г. Бенъоф показал, что в отдельные периоды наблюдается глобальное усиление или затухание сейсмичности. Так, повышением сейсмической активности характеризуются 1906, 1907, 1918—1922, 1951 годы. Периоды активной сейсмической деятельности на всей Земле сменяются периодами относительного затишья (рис. 73).

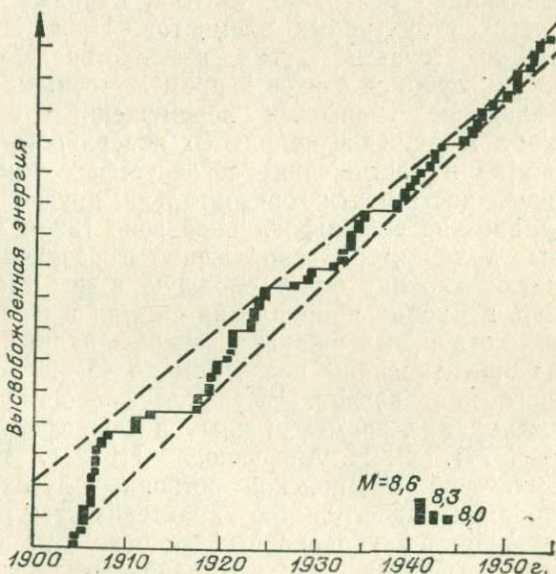


Рис. 73. Высвобождение энергии сильными неглубокими землетрясениями 1904—1955 гг. [Бенъоф Г., 1957 г.].

Основная часть энергии выделяется при сильных землетрясениях. Б. Гутенберг и Ч. Рихтер подсчитали, что 80 % энергии приходится на толчки с магнитудой $M=8$ и выше. За 40 лет около трети всей энергии было выделено четырьмя землетрясениями с $M=8$. Активность глубоких и неглубоких очагов в одни периоды сходна (например, в 1917—1925, 1951 гг.), в другие резко различна: так, в 1906, 1907 гг. необычайно активны были мелкие и промежуточные очаги, но слабоактивны глубоководные.

Напряжения в очагах землетрясений

Записи землетрясений позволяют определить направление первого движения в очаге и соответственно составить суждение о том, какого рода напряжения привели к этому движению: сжатие, растяжение или сдвиг. К сожалению, физическая интерпретация направленности излучения сейсмической энергии все еще остается неоднозначной. Для некоторых сейсмических зон поля напряжений изучены сравнительно детально [29; Аверьянова В. Н., 1972 г.; Мишарина Л. А., 1964 г.]. Эти данные широко используются для обоснования разного рода гипотез, в частности гипотезы о крупных горизонтальных перемещениях блоков литосферы. Стремление укрепить ту или иную гипотезу приводит иногда к «направленной фильтрации» конкретных данных.

Распространено мнение, что в области срединных океанических хребтов господствуют растяжения, направленные перпендикулярно к их оси. Островные дуги и континентальные сейсмические пояса являются областями сжатия, направленного вкрест простирания этих структурных элементов. Предполагается, что знак движения в островных дугах изменяется на обратный по мере перехода от глубоких очагов к промежуточным. Этим объясняется преобладание сбросовых перемещений в верхней части мантии и в коре. Положение нодальных поверхностей (разделяющих зоны сжатия и растяжения) согласуется с таким объяснением: одна поверхность почти горизонтальна, другая почти вертикальна и параллельна сейсмофокальной зоне [29 и др.].

Материалы о характере напряжений в различных регионах мира показывают картину более сложную и не столь однозначную. Например, в Японии направления сжатия в очагах глубоких землетрясений, хотя и выдержаны в северо-западных румбах, нередко бывают ориентированы под углом до 45—90° относительно преобладающего направления. Еще более непостоянны направления напряжений для промежуточных и мелкофокусных землетрясений (рис. 74). В. Н. Аверьянова [1972 г.] выявила, что в Курило-Камчатской и Японской островных дугах на глубине до 60 км наибольшее пространство характеризуется растяжением, которое преобладает в глубоководных желобах и на значительной площади самих островных дуг; для поднятых участков дуг характерны сжатия. Относительно небольшие площади выделяются сдвиговыми напряжениями, это главным образом острова Хонсю



Рис. 74. Напряжения в очагах землетрясений на глубинах до 60 км в северо-западной части Тихоокеанского сейсмического пояса [Аверьянова В. Н., 1972 г.]. Области максимальных напряжений: 1 — горизонтальное сжатие, 2 — горизонтальное растяжение, 3 — сдвиги; 4 — ось глубоководного желоба.

и Кюсю. Зоны напряжений разных типов имеют сложные очертания и лоскутное, хотя и с элементами линейности, распределение. На глубинах 60—120 км преобладают сжатия, но отмечаются и растяжения (острова, их склоны, осевые части желобов); характерно, что растяжения приурочены к зонам погружения.

В Прибайкалье и Монголии, где для многих землетрясений характер деформаций земной коры известен не только по сейсмологическим данным, но и по непосредственным геологическим наблюдениям, устанавливается различие напряжений в разных частях региона. В зоне впадин байкальского типа растяжения направлены перпендикулярно к продольным осям впадин и действуют в почти горизонтальной плоскости. Сжатия направлены под углом к осям растяжений и обычно наклонены под углом 45—85° к горизонту, чаще в южном и юго-западном направлениях. На запад от оз. Косогол горизонтальные растяжения сменяются сжатиями. В Монголии оси растяжения сохраняют ориентировку в плане, обочную для Байкальской зоны, но уже не поперечную, а продольную по отношению к сейсмичным структурам. Кроме того, здесь оси растяжения наклонены под углом 45° к горизонту, а оси сжатия почти перпендикулярны к простираанию тектонических структур.

Очевидно, нет принципиальных различий распределения напряжений в очагах землетрясений сейсмических зон на континентах, срединных океанических хребтах и островных дугах. В континентальных, а возможно и в океанических, условиях размещение зон растяжения и сжатия подчинено сложным местным закономерностям. Напряжения даже в пределах одного небольшого участка литосферы могут иметь совершенно разный характер. Иногда они резко меняют ориентировку после первых сотрясений. Все это заставляет с сомнением относиться к попыткам привлечения сведений о механизме землетрясений для обоснования глобальных перемещений крупных глыб литосферы, тем более что большинство землетрясений сопровождается одновременным растяжением в одном направлении и сжатием — в другом, почти перпендикулярном к первому.

Уже первые сейсмологические наблюдения привели естествоиспытателей к выводу, что землетрясения являются следствием механических разрывов земной коры под влиянием возникающих напряжений. К такому же заключению пришли и физики исходя из механики твердого тела. Однако есть суждения о связи землетрясений с иными факторами, такими как вулканическая деятельность, подземные взрывы разного происхождения, вплоть до взрывов в результате естественных ядерных реакций в недрах Земли.

Действительно, при определении координат эпицентров и гипоцентров с ошибками в километры и десятки километров практически невозможно утверждать приуроченность того или иного очага землетрясения к определенному разлому. Трудно это сделать и при высокоточной привязке очагов: эпицентры и гипоцентры размещаются роями, не выстраиваясь в линию; полосы роев нередко ориентируются под углом к простиранию разломов. Иногда рои эпицентров тяготеют к небольшим оживленным участкам разрывных нарушений — своеобразным системам эшелонированных разломов. Часто эпицентры землетрясений располагаются вне всякой видимой связи с наблюдающимися на земной поверхности разломами, что может быть объяснено либо затуханием разрывов до выхода их на земную поверхность, либо пологонаклонным падением сместителя, в результате чего он выходит на поверхность далеко в стороне от зоны эпицентров.

Б. Гутенберг, однако, справедливо считает, что все землетрясения, за исключением связанных с процессами в вулканических очагах и с экзогенными явлениями (обвалы, оползни, падение крупных метеоритов), обусловлены разрывными нарушениями в земной коре. Эти нарушения не обязательно должны быть представлены разломами с большой амплитудой смещения; ими могут быть зоны трещиноватости, разломы, имеющие смещения лишь в недрах земной коры, и т. п. Можно считать установленным, что землетрясения эндогенного происхождения являются следствием высвобождения через разрывные нарушения энергии напряжений, возникающих в литосфере.

При сопоставлении с геологическими данными выясняется, что закономерное распределение очагов землетрясений, как по площади, так и на глубину, обусловлено особенностями геологического строения. Например, Тихоокеанский сейсмический пояс приурочен к граничной зоне между континентальными и океаническими плитами, характеризующейся молодой складчатостью, широким проявлением молодого и современного вулканизма, развитием островных дуг или близких к ним по строению горных цепей, вдоль которых со стороны океана располагаются глубокие желоба. С приокеанической границей сейсмического пояса ассоциирует так называемая андезитовая линия, отделяющая районы развития основного базальтового магматизма от расположенных западнее районов с излиянием более кислых лав.

Сейсмофокальные зоны Тихоокеанского сейсмического пояса многие исследователи, начиная с А. Н. Заварицкого, рассматривают как зоны разломов большой протяженности по простиранию, уходящие на глубину до 700 км; сейчас их часто называют зонами Беньофа. Современные мобилисты считают их зонами контакта погружающихся в астеносферу океанических плит с континентальными. Уровни концентрации гипоцентров землетрясений часто бывают приурочены к границам раздела в мантии и в коре. Именно границы, разделяющие разнородные по механическим свойствам и, возможно, по составу породы, близ мест пересечения их разрывами оказываются наиболее благоприятными для сейсмогенеза. Землетрясения срединных океанических хребтов связаны главным образом со сбросами, ограничивающими их осевые грабены (рифты), и с поперечными по отношению к хребтам разломами сдвигового характера, именуемыми трансформными. Срединные хребты в разных своих звеньях активны неодинаково. Исключительная редкость сильных землетрясений и отсутствие сейсмических толчков с глубокими и промежуточными очагами, вероятно, обусловлены особенностями земной коры и верхней мантии. Мантия здесь должна быть достаточно пластичной и вязкой, а кора тонкой и хрупкой, чтобы землетрясения были маломощными и мелкофокусными.

Сейсмические пояса континентов отличаются многообразием геологических условий в их пределах. Районы глубокого заложения сейсмофокальных зон на континентах располагаются в областях интенсивного альпийского складкообразования (преимущественно глыбовых движений) и параплатформенного режима. Одни из них сложены толщами палеоген-неогеновых осадков, другие главным образом палеозойскими и докембрийскими породами. Пожалуй, единственной общей чертой всех районов землетрясений с промежуточными и большими глубинами очагов является приуроченность их к областям резких изгибов альпийской структуры в плане. Как правило, сейсмофокальные поверхности наклонены под относительно поднятые крылья разломов подобно тому, как это наблюдается в островных дугах. Очаги землетрясений явно концентрируются на глубинах, соответствующих положению кровли базальтового, а в некоторых районах и диоритового слоев. Наибольшей сейсмичностью выделяются линейные неоген-четвертичные структуры. К ним приурочены наиболее частые и сильные землетрясения и практически все катастрофические. Мозаично-глыбовые структуры характеризуются обилием слабых землетрясений.

Сейсмические зоны, являясь фрагментами сейсмических поясов, обнаруживают уже более тесную связь с элементами структуры земной коры. Зоны низких порядков обычно соответствуют целым складчатым системам определенного возраста, их отдельным структурам, а также глубинным разломам и неоген-четвертичным поднятиям. Но во всех случаях сейсмичность распространяется лишь на те части тектонических зон, разломов, глыбовых подня-

тий, где движения продолжаются в настоящее время. Практически очень редко крупная тектоническая структура является сейсмичной на всем своем протяжении. Сейсмические зоны высоких порядков обнаруживают более определенную и тесную связь с тектоническими элементами, обычно с конкретными разломами или зонами разломов [64 и др.]. В общем корреляционные связи сейсмичности с геологическими особенностями строения и развития земной коры многообразны и сложны.

Наблюдается связь сейсмичности и с особенностями физических полей. Так, континентальные пояса землетрясений приурочены к протяженным зонам интенсивных отрицательных аномалий силы тяжести. Океанические сейсмические пояса также пространственно тесно связаны с относительными минимумами гравитационного поля. Неоднократно отмечалось, что эпицентры землетрясений тяготеют к зонам высоких градиентов силы тяжести. Известно, что перед землетрясением и после него гравитационное и магнитное поля и поле напряжений изменяются. Установлено, что векторы вертикальной составляющей магнитного поля ориентированы закономерно относительно эпицентра будущего землетрясения, а после того как землетрясение произошло, ориентировка и значение векторов изменяются. Ряд геофизиков указывают на аномально низкую скорость сейсмических волн в области сейсмогенных структур [30].

Зависимость распределения сейсмоактивных зон и участков от строения земной коры проявляется прежде всего в том, что почти всегда они бывают приурочены к районам относительного увеличения общей мощности коры. Действительно, и горные пояса континентов, и островные дуги, и срединные океанические хребты, как правило, характеризуются большей толщиной коры, чем прилежащие районы*. Наиболее сейсмоактивны пограничные зоны между участками земной коры с разной структурой и с разными физическими свойствами горных пород; особенно сказывается перепад мощности слоев в соседних глыбах. Горизонтальная неоднородность земной коры может стать одной из причин сейсмичности, вызвав изостатические движения. Исходя из особенно высокой сейсмичности Курило-Камчатской зоны, можно заключить, что сейсмическая активность во многом зависит от вертикальной и горизонтальной неоднородности верхней мантии.

Строение и состояние глубинных зон Земли

Сейсмичность Земли является лучшим свидетельством того, что в ее глубинах постоянно происходят процессы, изменяющие объем или местоположение материала или то и другое одновременно. Эти процессы, возможные лишь в относительно пластичном ма-

* В данном случае принимается вариант глубинной структуры срединных океанических хребтов, по которому слой со скоростью упругих волн 7,2—7,7 км/с относится к коре, а не к мантии.

териале, приводят к напряжениям и последующим разрывным деформациям в заключающих этот материал жестких породах. Медленные современные движения показывают, что зоны пластичного вещества в глубоких недрах Земли развиты почти повсеместно, однако землетрясения концентрируются лишь в определенных поясах литосферы. Эти пояса и по особенностям новейшей тектоники, и по характеру проявления в геофизических полях, и по глубинному строению, и даже по своей геологической истории в течение весьма длительного периода (сотни миллионов лет) выделяются на общем фоне геологических структур. Они отличаются относительно высокой активностью всех геологических процессов и резкими контрастами их проявления. Это позволяет рассматривать пояса высокой сейсмичности как отражение на земной поверхности тех глубинных зон, в которых внутримантийные процессы, а под их влиянием и внутрикоровые протекают особенно интенсивно. Эти зоны давно привлекают внимание исследователей и известны под названием «геотектоногенов», «тектоноферов» и т. п.

Закономерности пространственного и временного распределения очагов землетрясений и их эпицентров отражают как бы равнодействующую эндогенных усилий, возникающих под влиянием мобильных масс мантии, и реакционного противодействия им жестких или квазипластичных горных пород мантии и земной коры. Неоднородность коры, а в какой-то мере и верхней мантии предопределяет ту сложную картину закономерностей разных порядков, которым подчинены соотношения сейсмичности с тектоническими структурами. Более глубокое изучение пространственных и временных закономерностей может стать ключом к выявлению пока неизвестных особенностей строения и развития земной коры.

Выход фокальных зон землетрясений на поверхность земной коры в пределах островных склонов глубоководных желобов и наклонное погружение их под континент рассматриваются большинством геологов и геофизиков как свидетельство надвигания континентальных глыб на океанические или поддвигания океанической литосферы под континентальную. Идея о поддвигании встречает препятствие в том, что конфигурация цепи островных дуг и глубоководных желобов требует перемещения плит литосферы во многих направлениях из локализованного на небольшой площади очага разрастания. Крутые изгибы сейсмофокальных поверхностей, как это наблюдается в зоне островной дуги Тонга, противоположные наклоны этих поверхностей в соседних островных дугах (Тонга и Новогвинея), довольно резкое затухание сейсмофокальных зон по простирацию становятся наиболее понятны, если признать надвиговую или взбросовую природы этих зон. Из тех же особенностей следует, что горизонтальная амплитуда смещения по ним, очевидно, невелика и вряд ли превосходит первые десятки километров.

Жесткие участки коры и мантии в сейсмофокальных зонах Тихоокеанского пояса чередуются с относительно пластичными,

где очаги землетрясений практически отсутствуют. Асейсмичные участки, очевидно, являются либо действующими, либо потенциальными очагами магмы. Судя по очень сложному распределению скорости упругих волн в продольном профиле фокальной зоны, эти очаги невелики по протяженности и, возможно, образуют сложную систему сообщающихся магматических резервуаров, располагающихся на разных уровнях.

В срединных океанических хребтах отсутствие глубокофокусных землетрясений может быть следствием или повышенной пластичности мантии на сравнительно небольших глубинах, или иного механизма сейсмогенных деформаций. На материках в пределах горных областей жесткость литосферы, очевидно, понижается на меньшей глубине, чем по окраинам океанов, что вполне согласуется с большой дифференциацией неоген-четвертичных структур земной коры. Размеры этих структур не столь велики, чтобы отнестись их заложение на многие сотни километров вглубь.

Расположение очагов землетрясений позволяет думать, что не только самые верхние слои мантии, но часто и нижние горизонты земной коры являются относительно пластичными или вязкими. Вероятно, источник напряжений в коре и на границе коры с мантией находится неглубоко под корой. На территориях, не испытавших интенсивного новейшего орогенеза, можно ожидать либо понижения кровли астеносферы, либо менее заметных перемещений в ней. Различие глубины проникновения сейсмогенных структур в мантию может быть свидетельством разницы в скорости накопления деформирующих напряжений, но не в уровне залегания пластичной мантии или коры. Именно скорость, интенсивность и контрастность перемещения Тихоокеанского массива литосферы относительно прилежащих материковых глыб являются причиной концентрации глубокофокусных землетрясений в пределах Тихоокеанского сейсмического пояса.

Мантия, а местами и нижний отдел земной коры должны быть пластичны. Но при определенной скорости и интенсивности деформаций они ведут себя как хрупкое тело.

ИЗОСТАЗИЯ

Идея изостазии заключается в том, что земная кора в общем гидростатически уравновешена и неровности ее поверхности компенсируются либо изменением плотности слагающих ее пород, либо изменением ее толщины, либо тем и другим одновременно. Отклонения от изостатического равновесия вызывают изостатические аномалии силы тяжести. Многие авторы считают, что изостазия отражает стремление к устойчивому состоянию масс в поле силы тяжести не только на границе кора—мантия, но и на больших глубинах. Нарушения изостазии выявляются либо путем вычисления специальных изостатических аномалий, либо по осредненным аномалиям в свободном воздухе (аномалии Фая), либо

по аномалиям Граафа—Хантера, которые представляют собой аномалии Фая для случая осредненного рельефа. Есть попытки определить изостатическое состояние земной коры, рассчитывая нагрузки на мантию по профилям ГСЗ [33, 71 и др.]. Вопросы изостазии рассмотрены в работах Е. Н. Люстиха [1957 г.], М. Е. Артемьева [2, 33], Г. Вулларда [97] и др.

Изостатическими принято называть аномалии, полученные с применением изостатических редукиций, или те из них, которые отражают нарушения изостазии, потенциально компенсируемые. В последнем случае к числу изостатических относят аномалии радиусом не менее 100—200 км. По М. Е. Артемьеву, в изостатических аномалиях находят отражение: 1) нарушения изостатического равновесия, 2) несовпадение принимаемой схемы компенсации с реальной картиной, 3) плотностные неоднородности достаточно глубоких слоев мантии, «не имеющие отношения к изостатическому состоянию верхних горизонтов земного шара», 4) аномальные массы верхних горизонтов земной коры, не учитываемые в обычных методиках вычисления изостатических аномалий. Надо отметить, что изостатические аномалии практически во всех редукициях могут наблюдаться и при полной изостазии [Зорин Ю. А., 1971 г.].

Изостатические аномалии

Имеются сводные карты и работы по изостатическим аномалиям Земли [2 и др.], тем не менее из-за неясностей в определении изостатических аномалий их интерпретация представляет большие трудности. Наиболее объективное, хотя и приближенное, представление об изостатическом состоянии Земли дают осредненные аномалии в свободном воздухе (рис. 75). Существуют аномалии, не считающиеся даже с границами континентов и океанов. Такова отрицательная аномалия, охватывающая Западную и Восточную Сибирь, Среднюю Азию, Гималаи, Индостан, большую часть Индийского океана и юго-западный край Австралии. Другая отрицательная аномалия прослеживается в акватории Атлантического океана (исключая его северо-восточную часть) и на Северо-Американской платформе. Положительные аномалии (Восточно-Азиатско-Австралийская, Африкано-Европейская, Американская) также мало соответствуют границам основных структур земной коры. Интенсивность аномалий невелика: от $-30 \cdot 10^{-5}$ до $+40 \cdot 10^{-5}$ м/с². Указанные крупные аномалии, называемые Е. Н. Люстихом зональными, справедливо связываются с неоднородностями в мантии. Источники нарушения равновесия, судя по градиентам и морфологии аномалий, залегают на глубинах не более 400 км и представляют собой уплощенные тела, соизмеримые по площади с суперконтинентами типа Европа—Африка, Северная Америка—Южная Америка. Путем осреднения можно выделить и такие аномалии, источник которых может быть отнесен к глубинам 1200 км и более.

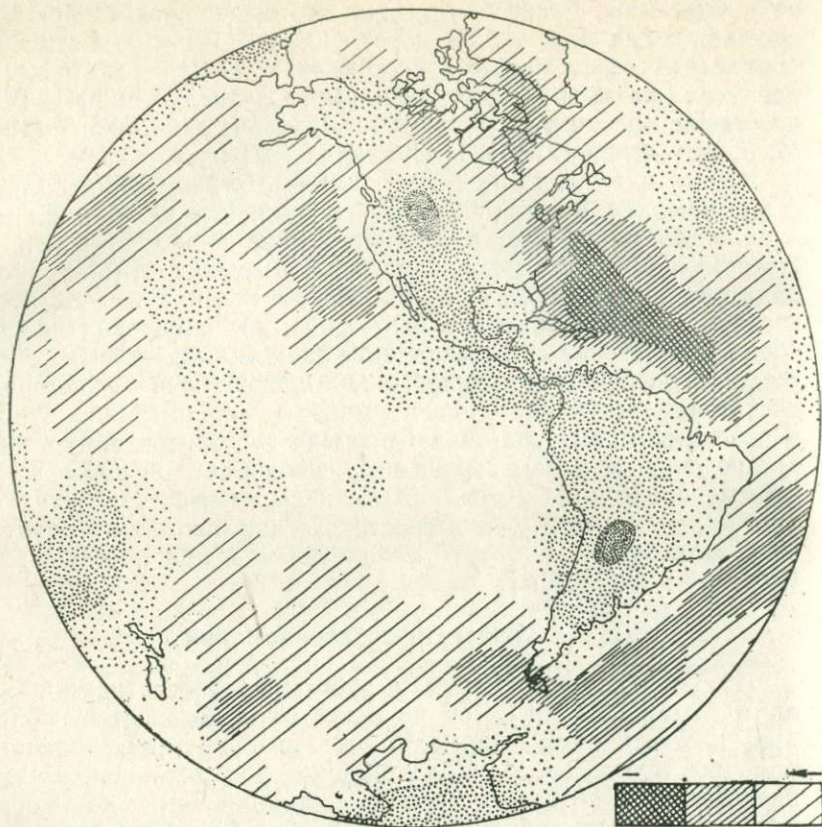
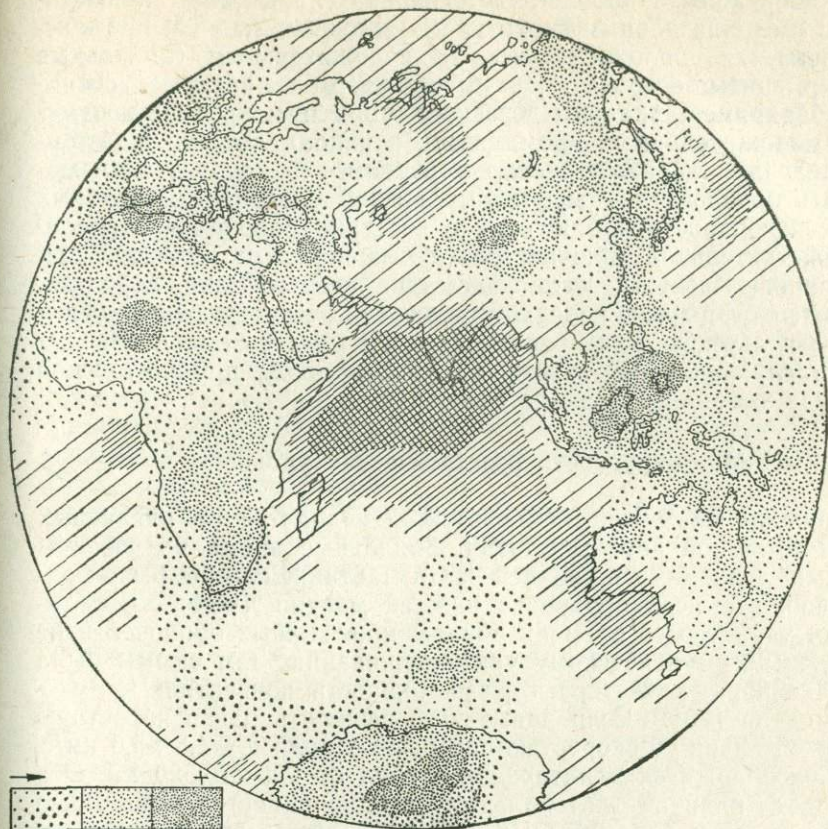


Рис. 75. Осредненные анома

Региональные (остаточные) аномалии в свободном воздухе и изостатические аномалии распределены без ярко выраженной закономерности. Обращают на себя внимание положительные аномалии в Северной Америке в верховьях рек Миссури и Снейк, в Южной Америке Венесуэльская, в Азии Тибетская, Южно-Уральская, Малокавказская, Японская и Индонезийская, в Австралии Западно-Австралийская. Отрицательные и относительно отрицательные аномалии отмечаются чаще всего на морях в непосредственной близости к материкам. Таковы аномалии к северозападу и югу от Австралии, восточнее Антильских островов, западнее Перу, Южно-Сомалийская и Гвинейская близ Африки, Средиземноморская и др. Из материковых аномалий отчетливей других выражена отрицательная аномалия, прослеживающаяся от северного Прикаспия через Среднюю Азию и Казахстан на Алтай. Источники региональных изостатических аномалий находятся в основном в земной коре, однако формально (по расчетам)



ли в свободном воздухе [2].

некоторые из них могут располагаться и в мантии, на глубинах до 100—250 км.

Изостатический характер локальных аномалий, обычно приуроченных к определенным структурным элементам континентов и океанов, как правило, устанавливается с большей надежностью, чем региональных.

На платформах Азии, Америки и Африки значения изостатических аномалий варьируют в основном от $-50 \cdot 10^{-5}$ до $+50 \times 10^{-5}$ м/с². Но в островном обрамлении Азии интенсивность аномалий достигает $-205 \cdot 10^{-5}$ (в Молуккском море) и $+185 \times 10^{-5}$ м/с² (в Идзу-Бонинской дуге). Наиболее интенсивны и контрастны изостатические аномалии в пределах горных сооружений Альпийского складчатого пояса, в районе байкальских впадин, а также в области островных дуг и глубоководных желобов.

В общем устанавливается довольно тесная связь изостатических аномалий с древними и новейшими структурными элемен-

тами земной коры. Наиболее часто отрицательные аномалии приурочены к отрицательным структурам (впадины, желоба, прогибы, синеклизы), а положительные — к положительным (локальные поднятия, щиты, острова). Но имеют место и обратные соотношения. Например, впадины Красного моря и моря Банда отмечаются положительными аномалиями, а районы высоких плато — отрицательными. Значительная часть аномалий первого типа может быть обусловлена эффектом разной удаленности плотных масс от поверхности наблюдения в соседних районах и отклонением действительной плотности горных пород от принятой при вычислении. Изостатические аномалии второго типа, вероятно, отличаются от первых нередко только тем, что они обусловлены земным рельефом или распределением масс в земной коре на больших глубинах; их изостатическая природа при небольшой амплитуде аномалий также не бесспорна.

Многоярусность изостатических уровней

Источники изостатических аномалий находятся на различных уровнях в земной коре и мантии. Зональные аномалии связаны с массами, лежащими в верхней части мантии. Если бы было подтверждено, что неоднородности нижней мантии имеют анизостатический характер со времени образования земных оболочек и не подвержены изостатическому уравниванию, тем самым была бы установлена, в частности, невозможность конвективных течений в мантии [70]. Если попытаться выделить равноскоростную границу в мантии со скоростью поперечных волн $v_s = 4,8 \div 5,0$ км/с, то она расположится в интервале глубин от 220 до 320 км. Это показывает наличие латеральных неоднородностей мощностью 100 км и более с $\Delta v_s \approx 0,5$ км/с и $\Delta \sigma \approx 0,1$ г/см³. Эти массы обусловили бы аномалию $400 \cdot 10^{-5}$ м/с², однако наблюдаемые на земной поверхности аномалии не превосходят $50 \cdot 10^{-5}$ м/с². При ширине аномалий до 2000 км это нельзя объяснить их затуханием. Остается предположить, что нарушения изостазии компенсируются другими неоднородностями мантии.

Региональные изостатические аномалии имеют своим источником либо крупные неоднородности земной коры (Малокавказская, Снейк—Миссури, Южно-Уральская и др.), либо неровности кровли или плотностные неоднородности верхних горизонтов мантии (Индонезийская, Южно-Яванская, Средиземноморская). Часто источники бывают смешанные. Иногда они являются внутримантийными и залегают значительно ниже кровли мантии (некоторые океанические аномалии). Аномалиям, связанным с неоднородностями земной коры, как правило, соответствуют компенсационные прогибы или поднятия в мантии. Горные массивы имеют корни вследствие утолщения коры, а депрессии — антикорни, сопровождающиеся ее утонением.

В горных и равнинных районах, не одинаковых по основности коры, но сходных по ее мощности (например, Урал и Тянь-Шань),

аномалии по своей интенсивности и площади явно меньше ожидаемых. Поэтому неизбежен вывод, что в мантии существует еще один или несколько уровней изостатического выравнивания. К этому же приводят и существование в океанах подводных возвышенностей (типа поднятия Шатского), отличающихся несоразмерно большой амплитудой корней гор, и очень разные скоростные характеристики участков океанического дна при сходных их глубинах и при одинаковых значениях скорости сейсмических волн в кровле мантии.

Механизм изостатического выравнивания проявляется и внутри земной коры. Так, новейшие поднятия Западного Саяна, Горного Алтая и Кузнецкого Алатау имеют корни гор и соответствуют утолщениям верхнего отдела земной коры и прогибам кровли базальтового слоя. Аналогичные соотношения наблюдаются на Кавказе, на юго-востоке Центрального Казахстана и в других регионах. Уравновешиваемые молодые поднятия характеризуются размерами несколько сотен километров по простиранию и 100—150 км вкрест простирания.

Аляскитовые и лейкократовые граниты часто слагают горные массивы и горы, отчетливо возвышающиеся над окружающей местностью. Они имеют округлую или овальную форму в плане с диаметром 10—25 км и отмечаются интенсивными аномалиями Буге. Расчетами установлено, что у таких массивов есть гранитные корни, как бы вытесняющие из-под них массы диоритового слоя. Между относительной высотой массивов и мощностью слагающих их гранитных тел, по Ю. Г. Бороздину и В. П. Семакину [1969 г.], существует четко выраженная прямая зависимость, что свидетельствует о явных признаках компенсации избыточных масс земного рельефа погружением подошвы массива на глубине. Действительно, некоторые гранитные массивы, несмотря на их резкое проявление в рельефе земной поверхности, или лишь незначительно нарушают изостатическое равновесие (например, массив Дельбегетей юго-восточнее Семипалатинска), или практически уравновешены (массив Аракат южнее Семипалатинска).

Таким образом, изостатическое выравнивание происходит и в верхней, надбазальтовой, части коры. В некоторых случаях изостатическое уравновешивание даже одной горной системы осуществляется компенсационными массами гранитного, диоритового и базальтового слоев одновременно. Механизм перераспределения материала в верхних зонах земной коры, где породы явно лишены пластичности и нет никаких признаков их аномального разогрева, в настоящее время совершенно неясен. Гипотезы выдвливания гранитов, гранитизации подстилающих их пород пока не имеют сколько-нибудь серьезного обоснования.

Итак, в мантии выявляется не менее трех зон компенсации нарушений изостазии, вызванных неоднородностями как коры, так и мантии. Не менее двух таких зон существует в земной коре. Изостатическое выравнивание, таким образом, является многоярусным (рис. 76). При этом некоторые неоднородности компен-

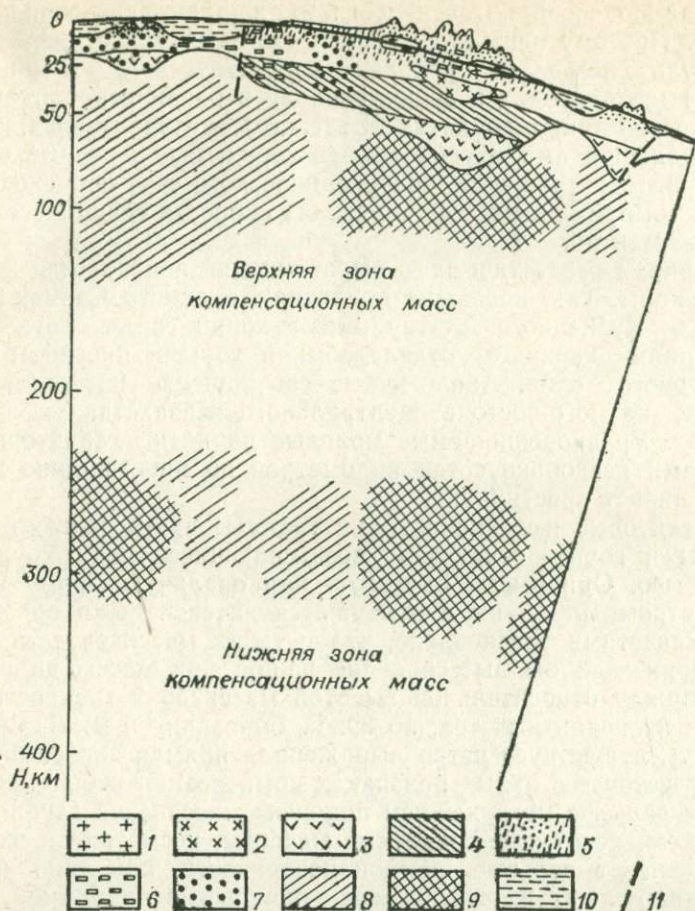


Рис. 76. Схема размещения анизостатических и компенсационных масс в земной коре и верхней мантии.

Компенсационные массы: 1 — небольших горных массивов, 2 — горных хребтов и крупных массивов, 3 — горных систем и плоскогорий, 4 — материков; 5 — в основном уравнивающие или анизостатические массы; прочие анизостатические массы: 6, 7 — земная кора (6 — пониженной плотности, 7 — аномально высокой плотности), 8, 9 — мантия (8 — пониженной плотности, 9 — повышенной плотности); 10 — океанические воды; 11 — разломы.

сируются изменением мощности или плотности масс в одной зоне компенсации, другие — в нескольких зонах. Компенсирующим может явиться слой, и непосредственно подстилающий данную неоднородность (утолщения того или иного слоя коры, участки аномально высокой плотности), и с нею не соприкасающийся. Широкий спектр анизостатических масс по их размерам (как горизонтальным, так и вертикальным) приводит к заключению, что глобальных единых уровней изостатической компенсации не существует, что каждая неоднородность имеет свой собственный уровень компенсации. В целом земная кора и мантия, очевидно,

представляют собой сложную мозаику неоднородностей, суммарное воздействие которых приближается к равновесию на поверхности Земли и, возможно, на некоторых уровнях в мантии.

Вопросы изостазии нельзя решить удовлетворительно без конкретных сведений о строении земной коры и мантии. Представление об изостазии как следствии пластичности материала, очевидно, неполно. Механизм перераспределения масс при изостатических процессах не может быть сведен к механической пластичности. Надо полагать, что он включает также перемещение масс и при медленной перекристаллизации под давлением, и с помощью трещин и разломов.

Значение изостазии для познания глубинного строения и процессов развития земной коры

Для геологов-теоретиков изостазия важна и как одна из возможных причин тектонических движений, и как фактор, нормирующий амплитуду тектонических поднятий, и как показатель сейсмического потенциала того или иного района, и как процесс, обуславливающий многие особенности земной коры. Можно считать установленным, что прогибания и поднятия земной коры в результате перераспределения материала на земной поверхности вследствие процессов денудации и осадконакопления имеют место, но они играют второстепенную роль по сравнению с тектоническими движениями эндогенного происхождения. М. Е. Артемьев [2] показал, что во многих случаях современные тектонические движения имеют антиизостатический характер, т. е. их направление противоположно тому, какое должно было бы быть под действием сил изостазии. Очевидно, изостатические движения приобретают главное значение лишь после того, как глубинные факторы тектонических движений утрачивают свою энергию.

Изостазия выступает как ограничитель амплитуды тектонических поднятий и прогибов. Вероятно, существующие на материках высоты 7—9 км и глубины в океанах 9—11 км являются предельными, при которых тектонические силы уже не в состоянии преодолеть давление литосферных масс. Причиной этого, очевидно, являются геологические свойства земной коры и мантии.

Многочисленные факты погружения континентальных тектонических структур на океанические глубины породили серию гипотез океанизации в результате базификации, базальтификации земной коры, ее растяжения и т. п. Основу этих гипотез составляют два главных положения: 1) гранитный сейсмический слой в океанической коре отсутствует, откуда делается вывод, что при океанизации он замещается или насыщается более основными породами или же разрывается и растаскивается в разные стороны; 2) повышение основности земной коры и ее утонение до погружения привели бы к появлению огромных изостатических аномалий, противоречащих принципу изостазии, и поэтому эти процессы на указанном этапе неприемлемы.

Первое положение, как было показано выше, в большой степени неверно и является следствием объединения в базальтовый слой разнородных по скоростным характеристикам участков земной коры. Второе положение явилось неизбежным следствием классической и по существу своему частной теории изостазии. Действительно, если изостатическое выравнивание относить к рельефу одной поверхности — подошве коры, необходимо допустить возникновение неправдоподобно интенсивных изостатических аномалий в случае приближения кровли и подошвы базальтового слоя к земной поверхности. Однако с позиции многоярусной или ярусно-мозаичной изостазии интенсивные изостатические аномалии в приведенном случае не обязательны, так как нарушение равновесия в верхней части литосферы будет в большой мере компенсировано перераспределением масс в ее более низких горизонтах.

При ярусно-мезанчном характере изостазии отдельные участки суши могут испытывать длительное антиизостатическое воздымание и денудацию вплоть до выведения на земную поверхность базальтового слоя и даже его глубоких горизонтов. При этом на земной поверхности отклонения от изостазии будут незначительными. Такое состояние может сохраняться до тех пор, пока глубинный источник движения не изменит направление перемещения масс или свое местоположение. Резкое же перераспределение масс на глубине приведет к смене поднятия погружением, к океанизации континентальной земной коры. Такая океанизация не нуждается ни в основном метасоматозе, ни в насыщении коры продуктами основного магматизма, ни в растяжении коры. Утверждение, что обширные участки материковой земной коры испытывают длительное явно антиизостатическое поднятие без большого нарушения изостазии, подкрепляется примерами горных систем Малого Кавказа и Восточной Тувы, где базальтовый слой залегает очень близко (4—7 км) от земной поверхности. Без «поддержки» на внутримантийных уровнях эти горы, как и ряд других, были бы областями погружения по отношению к прилежащим равнинам.

Неоген-четвертичная активизация тектонических движений явилась основательной встряской для литосферы и особенно для земной коры. В результате многие квазиравновесные участки были приведены в состояние изостатического равновесия. Это хорошо видно на примере ряда гранитных массивов Центрального Казахстана и всей обширной территории гор Кызылтас на юго-востоке этого региона. Процессы, приводящие к нарушению изостазии, в условиях спокойного тектонического режима протекают очень медленно, и неравновесное состояние сохраняется длительное время. Изостазия же достигается относительно быстро, чему в большой мере содействует активизация тектонических движений. Эти выводы относятся к участкам земной коры с поперечником от нескольких километров до 150—200 км и, возможно, непригодны для более крупных неоднородностей. Е. В. Артюшков

[1970 г.] рассчитал, что наибольшая скорость изостатических движений литосферы достигается при размерах области 300—400 км. Дальнейшее увеличение ее размеров сопровождается уменьшением скорости изостатического выравнивания обратно пропорционально квадрату поперечника этой области. Вероятно, режим изостатического выравнивания тесно связан с режимом тектонических движений и повторяет его неравномерно-колебательный характер. Можно полагать, что режим изостатического выравнивания неодинаков для разных структурных элементов земной коры и претерпевает изменения по мере эволюции Земли.

В последние годы изостазия привлекает пристальное внимание в связи с теоретической возможностью ее использования для суждения о потенциальной сейсмичности земной коры. Предполагается, что области нарушения изостазии являются наиболее потенциально сейсмичными, поскольку анизостатическое состояние относится к динамически неустойчивым [2, 33 и др.]. В большинстве случаев причиной сейсмогенных тектонических движений являются те же факторы, которые приводят к нарушениям изостазии, а тектонические движения при этом часто направлены не на уменьшение неравновесия, а на его увеличение. Следовательно, связь изостазии с сейсмичностью скорее корреляционная, чем генетическая, и сила этой связи подчеркивает лишь весьма тесную зависимость обоих явлений от тектонической активности.

Для познания явления изостазии необходимы широкие комплексные исследования строения, состояния и физических свойств земной коры и мантии не только гравиметрическими, но и сейсмическими, геологическими, петрофизическими и другими методами. Такой комплексный подход требуется уже на стадии выделения собственно изостатических аномалий. Первые опыты вносят существенные коррективы в классическую теорию изостазии. Так, многие аномалии, полученные с помощью изостатических редукций, при проверке их данными ГСЗ и при сопоставлении с геологическими материалами оказываются или «статическими», связанными с телами, гидростатически не уравниваемыми на протяжении десятков и сотен миллионов лет, или квазиизостатическими, обусловленными эффектом верхнего полюса уравновешенного «гравитационного диполя».

Выяснилось, что классическое представление о существовании некоторого одного уровня компенсации (на чем основываются практически все способы расчета изостатических аномалий) является лишь крайне грубым отражением сущности изостазии. Более полной и общей можно считать модель ярусно-мозаичной изостазии, предполагающей и нарушение изостазии, и уравнивание неоднородностей на многих уровнях — от нижней мантии до верхнего отдела земной коры. Такая модель не только хорошо отражает особенности гравитационного поля и наблюдаемые соотношения рельефа земной поверхности с глубинным строением земной коры и верхней мантии, но и позволяет более естественно

объяснить некоторые явления в развитии и деструкции земной коры, совершенно не поддававшиеся разрешению с позиций классической теории изостазии.

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ

Конечные результаты тектонических, магматических, метаморфических и других процессов и их взаимосвязи показывают, что из всех форм энергии для развития Земли в целом и ее оболочек важнейшее значение имеет тепловая энергия. Постоянным центробежным перемещением тепла создается тепловой поток Земли. Тепловое поле Земли, обусловленное глобальными источниками тепла, осложнено аномалиями, связанными с локальными повышенными концентрациями теплогенерирующих веществ, с особенностями тектонической структуры, деформацией горных пород, зонами повышенной проницаемости для глубинных флюидов, очагами магмы и метаморфизма и т. д. Установление геологических причин тепловых аномалий может пролить свет на источники и механизмы тектонических движений, на распределение и условия возникновения очагов магматизма, метаморфизма и рудогенеза. Геотермические данные необходимы также для изучения глубинной структуры Земли и для проверки геотектонических гипотез. В ряде случаев они являются основанием для правильного истолкования гравитационных, магнитных аномалий и аномалий электрической проводимости. Сопровождение почти всех эндогенных геологических процессов выделением или поглощением тепла делает геотермическое поле универсальным индикатором геологических и геофизических явлений. Тем не менее «изучение тепловых процессов, протекающих в Земле,— один из самых умозрительных разделов геофизики» [9].

Теплота в энергетическом балансе Земли

По современным представлениям энергию Земли создают главным образом радиоактивный распад долгоживущих изотопов, гравитационная дифференциация вещества и замедление вращения планеты. По расчетам Б. Г. Поляка, П. Н. Кропоткина и Ф. А. Макаренко [55], при радиоактивном распаде ежегодно выделяется энергия $(1,4 \div 3,0) \cdot 10^{21}$ Дж. Мощность кинетической энергии вращения, рассеивающейся в теле Земли вследствие приливного трения, оценивается в $0,16 \cdot 10^{21}$ Дж/год, а потенциальной гравитационной энергии, выделяющейся в результате дифференциации вещества Земли, в $0,6 \cdot 10^{21}$ Дж/год. Некоторые исследователи большое значение придают энергии поглощения нейтринного потока ($0,4 \cdot 10^{21}$ Дж/год) и энергии колебаний скорости вращения Земли ($0,1 \cdot 10^{21}$ Дж/год). Получаемая Землей энергия Солнца на несколько порядков выше, чем поставляемая перечисленными источниками: $1 \cdot 10^{25}$ Дж/год, по М. Ботту; $5,2 \cdot 10^{24}$ Дж/год, по Б. Г. Поляку и др. По мнению большинства ученых, солнечная

энергия почти вся отражается от земной поверхности и излучается в мировое пространство.

Большая часть гравитационной и ротационной энергии, а также почти вся энергия атомного распада преобразуются в теплоту. Годовой «приход» тепловой энергии равен $(2,7 \div 4,3) \times 10^{21}$ Дж, ежегодные потери тепла составляют $1,0 \cdot 10^{21}$ Дж. Сопоставление генерированной и потерянной Землей теплоты показывает явное превышение прихода над расходом. Наиболее вероятная причина этого — погрешности исходных данных в расчетах количества образующейся теплоты.

Излучение Землей внутреннего тепла осуществляется главным образом через кондуктивный теплоперенос (молекулярную теплопроводность). Таким путем через поверхность Земли за год теряется $0,8 \cdot 10^{21}$ Дж энергии. Роль конвективного выноса тепла в атмосферу при извержении вулканических продуктов, гидротерм и при дегазации недр незначительна: на него приходится менее 2% тепла, теряемого планетой ежегодно. Существенное значение имеет убыль тепловой энергии через трансформацию ее в гравитационную при вертикальных тектонических движениях. Энергия поднятий только для кайнозойских геосинклиналей, площадь которых составляет лишь малую часть от территории поднятий альпийского времени, оценена приблизительно в $1,7 \cdot 10^{18}$ Дж [79]. При этом не учитывается энергия, израсходованная на деформацию земной коры до и во время процесса воздымания. Незначительны потери тепловой энергии через сейсмические процессы. Разнообразные тектонические процессы, фазовые переходы, метаморфизм, сейсмические явления служат лишь промежуточными стадиями перемещения теплоты и не относятся к числу теплогенерирующих [55]. При ультраметаморфизме выделение тепла может быть далеко не пропорционально энергии, затраченной на метаморфизм, так как возможно проявление энергии, аккумулированной осадками при их образовании на земной поверхности.

Источники тепла

Радиогенное тепло образуется в результате поглощения окружающим веществом α -, β - и γ -излучения радиоактивных элементов. Наибольшее значение для земных процессов имеют долгоживущие изотопы элементов, период полураспада которых измеряется сотнями миллионов и миллиардами лет, т. е. сопоставим с возрастом Земли. Из таких элементов относительно широко распространены ${}_{92}^{238}\text{U}$, ${}_{92}^{235}\text{U}$, ${}_{90}^{232}\text{Th}$, ${}_{19}\text{K}^{40}$ (в настоящее время уран-235 составляет лишь 0,71% от общего количества урана). Калий дает тепловой эффект в сотни тысяч раз меньше, чем уран, но благодаря широкой распространенности является ощутимым источником тепла. Роль изотопов урана, тория и калия из-за различия в их периодах полураспада в течение земной истории изменялась (табл. 4).

ТАБЛИЦА 4

Соотношение долгоживущих радиоактивных изотопов [9]

Изотопы	Период полураспада, млрд. лет	Генерация радиогенного тепла, Вт/кг	Содержание изотопов в прошлом (n млрд. лет назад) относительно современного ($n=0$)					
			$n=0$	$n=1$	$n=2$	$n=3$	$n=4$	$n=5$
$^{238}_{92}\text{U}$	4,5	$0,9 \cdot 10^{-4}$	1,0	1,17	1,36	1,59	1,85	2,00
$^{235}_{92}\text{U}$	0,75	$5,6 \cdot 10^{-4}$	1,0	2,64	6,99	18,5	48,80	80,0
$^{232}_{90}\text{Th}$	13,9	$0,26 \cdot 10^{-4}$	1,0	1,05	1,11	1,16	1,22	1,25
$^{40}_{19}\text{K}$	1,3	$0,28 \cdot 10^{-10}$	1,0	1,70	2,89	4,91	8,35	10,90

Количество радиоактивных элементов в Земле определяется исходя из гипотетических схем распределения этих элементов в геосферах. Такие схемы базируются на геофизических и петрологических данных о строении Земли и на результатах измерения содержания радиоактивных элементов в горных породах, слагающих земную кору (табл. 5). Количество радиоактивных элементов в основных породах в 5—10 раз, а в ультраосновных в 150—200 раз меньше, чем в кислых. В эффузивных породах содержание урана и тория обычно несколько выше, чем в интрузивных образованиях аналогичного состава. Среди метаморфических пород большей радиоактивностью отличаются фельзические (гнейсы, порфириды, кристаллические сланцы и др.). В коровых эклогитах содержание урана на порядок выше, чем в подкоровых [Виноградов А. П., 1962 г.]. Осадочные породы характеризуются в общем такими же концентрациями радиоактивных элементов, как и магматические и метаморфические породы среднего и кислого состава [Смыслов А. А., 1974 г.].

ТАБЛИЦА 5

Среднее содержание радиоактивных элементов (10^{-6} г/г) в интрузивных породах

Породы	По А. П. Виноградову, 1956 г.			По А. А. Смыслову, 1974 г.	
	U	Th	K	U	Th
Кислые	3,5	18,0	33 000	4,5	18,0
Средние	1,8	7,0	23 000	1,8	6,0
Основные	0,8	3,0	3 000	0,6	1,8
Ультраосновные	0,03	6,0	5 000	0,03	0,08

Энергия, выделенная долгоживущими радиоактивными изотопами за геологический период существования Земли (4,5 млрд. лет), составляет $(0,6 \div 2) \cdot 10^{21}$ Дж [41]. Короткоживущие изотопы $^{26}_{13}\text{Al}$, $^{36}_{17}\text{Cl}$, $^{60}_{26}\text{Fe}$ могли играть заметную роль в тепловом балансе Земли лишь на первых порах ее истории.

Тепло, генерированное при образовании Земли в результате сгущения (аккреции) протопланетного облака, иногда называют гравигенным. Оно включает в себя энергию ударов протопланетных частиц о зародившееся тело Земли и энергию адиабатического сжатия. Большая часть энергии соударений рассеивалась и излучалась в околоземное пространство, лишь небольшая ее доля поглощалась Землей. Гораздо больше тепла осталось в Земле от энергии сжатия. Этого тепла было достаточно, чтобы поднять температуру в центре Земли до 900°C [9]. По В. С. Сафронову, около четверти суммарной энергии аккреции, равной $(1,7 \div 3,0) \cdot 10^{32}$ Дж, видимо, трансформировалось в энергию сжатия, которая не могла превращаться в тепло при релаксации упругих напряжений.

Тепло гравитационной дифференциации вещества Земли, по мнению большинства исследователей, выделилось преимущественно при образовании земного ядра. Рождение коры из мантии также сопровождалось вполне ощутимой генерацией тепла. Ядро в основной своей массе сформировалось сравнительно быстро на раннем этапе развития Земли. В дальнейшем оно лишь незначительно увеличилось в результате поступления дифференциатов из мантии. Такая гипотеза имеет преимущества перед идеей медленного нарастания ядра. Она лучше объясняет современное тепловое состояние Земли и согласуется с общеизвестным фактом широкого развития процессов метаморфизма в раннем докембрии.

Процесс дифференциации мог начаться лишь по достижении такой температуры в недрах Земли, при которой вещество плавится, приобретает пластичность или способность к интенсивной диффузии. Такие условия могли возникнуть внутри Земли в результате либо аккреции, либо накопления радиоактивного тепла; в последнем случае дифференциация стала возможна лишь через 0,4—1,0 млрд. лет после образования планеты. Теплота, выделившаяся при гравитационной дифференциации вещества Земли, примерно равна энергии радиоактивного распада. По мнению некоторых исследователей, эта теплота и является главным фактором разогрева земных недр [9].

Тепло образуется и при замедлении вращения Земли под действием притяжения Луны и Солнца. Космогонические расчеты и палеонтологические данные свидетельствуют о постоянном увеличении длительности земного года и суток. Полагают, что период суточного вращения Земли сразу после ее образования составлял всего 3 ч, т. е. сутки были в 8 раз короче нынешних. В процессе такого замедления выделилось $1,5 \cdot 10^{31}$ Дж энергии. Это количество теплоты способно разогреть недра Земли до 2000°C . Часть тепла поглощается океаническими приливами, часть — приливными деформациями в литосфере. Наибольшее значение для теплового баланса Земли ротационное тепло могло иметь около 1,5 млрд. лет назад, когда Луна находилась сравнительно близко от нашей планеты [9].

Тепловая роль нейтринного потока еще недостаточно ясна.

Ряд исследователей существенное значение придают солнечной энергии, аккумулируемой при фотосинтезе и гипергенных процессах. В общем балансе Земли тепло высвобождения солнечной энергии, очевидно, невелико, но концентрация его в локальных зонах геосинклиналей на узком интервале времени позволяет объяснить ряд важных особенностей строения и развития подвижных поясов Земли.

Распределение тепла в верхних зонах земной коры

Представление о распределении тепла в земной коре дают ее геотемпературное и геотермальное поля. Первое показывает степень нагрева горных пород, второе — количество теплоты, проходящей через земную кору. Геотемпературное поле обычно характеризуется градиентом температуры в земной коре (геотермический градиент) или геотермической ступенью, геотермальное поле — поверхностной плотностью теплового потока.

Геотермический градиент. На территории СССР геотермический градиент изменяется в пределах 0,6—6,5 К/100 м при среднем арифметическом 2,65 и наиболее вероятном 2,1 К/100 м. Распределение градиента закономерное и зависит от геологических особенностей территории [67, 79; Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б., 1968 г.].

На щитах и фундаменте докембрийских платформ геотермический градиент изменяется в интервале 0,6—1,8 К/100 м, наиболее вероятное значение 1,1 К/100 м. В осадочном чехле платформ градиент заметно выше — 2,0 К/100 м. Наименьшие значения наблюдаются в областях развития кристаллических пород, карбонатных и соленосных отложений, отличающихся высокой теплопроводностью. Так, низкими градиентами отмечаются Прикаспийская и Днепровско-Донецкая впадины с их соляными толщами.

Области палеозойской складчатости, такие как герциниды Урала, Казахстана, Алтае-Саянской области, Донецкий авлакоген, а также Туранская и Западно-Сибирская плиты, в основании которых, очевидно, преобладают каледонские и герцинские складчатые сооружения, характеризуются градиентом 3,35 К/100 м. При этом обнаженные складчатые сооружения выделяются относительно низкими значениями (1,5—2,0 К/100 м), а чехол эпипалеозойских плит — наиболее высокими (3,4—4,0 К/100 м). Области мезозойской складчатости, судя по весьма ограниченным данным, практически не отличаются от палеозойских. В областях кайнозойской складчатости среднее арифметическое значение градиента 2,5 К/100 м, с почти одинаковой вероятностью отмечаются значения от 1,7 до 3,4 К/100 м. Передовые прогибы (Предкарпатский, Предкавказский) и межгорные впадины (Куринская, Ферганская и др.) характеризуются геотермическим градиентом от 2,0 до 3,0 К/100 м при локальных отклонениях до 4,0 и даже до

5,0 К/100 м. В Закарпатском прогибе и Венгерской впадине градиент достигает 4—6 К/100 м, что объясняется очень высоким тепловым потоком. Общей особенностью кайнозойских отрицательных структур является уменьшение геотермического градиента с глубиной. Области альпийских поднятий, сложенные более уплотненными и метаморфизованными породами, обычно отличаются от впадин более низкими значениями градиента, что обусловлено высокой теплопроводностью слагающих их горных пород. Например, в осевой части Большого Кавказа градиент равен 1,0—1,5 К/100 м. В районах кайнозойского вулканизма градиент весьма изменчив и достигает высоких значений.

В общем зависимость геотемпературного поля от возраста складчатости не укладывается в представление о нарастании геотермического градиента от более древних структур к молодым. Но по латерали градиент распределяется неравномерно и проявляет тесную связь с тектонической структурой, отражая аномалиями как крупные структурные элементы типа щитов, плит, складчатых областей, так и отдельные складчатые зоны, антиклинории, поднятия, прогибы, впадины. При этом характер геотемпературных аномалий вследствие разнообразия сочетаний значений теплового потока и теплопроводности горных пород получается не всегда одинаковым в пределах одновозрастных складчатых сооружений или однотипных структурных элементов.

Тепловой поток. На земном шаре тепловой поток изучен крайне неравномерно и в общем слабо, особенно на суше (наземные определения составляют немногим более 25 %). Поверхностная плотность теплового потока изменяется от $0,2 \cdot 10^{-2}$ до $44,5 \times 10^{-2}$ Вт/м². Подавляющее число значений находится в пределах $(2,0 \div 12,5) \cdot 10^{-2}$ Вт/м². У. Ли и С. Уеда путем разложения результатов наблюдений по сферическим функциям нашли, что средние значения плотности теплового потока на континентах $[(5,90 \pm 2,17) \cdot 10^{-2}$ Вт/м²] и в океанах $[(5,94 \pm 3,26) \cdot 10^{-2}$ Вт/м²] практически одинаковы [Lee W., Uyeda S., 1965 г.]. Проследить глобальное распределение теплового потока таким образом трудно из-за неравномерной сети измерений. Наряду с реальными максимумами и минимумами появляются экстремумы там, где наблюдений недостаточно. Б. Г. Поляк с соавторами приводят на много меньшее среднее значение плотности теплового потока для Земли: $(4,94 \pm 0,49) \cdot 10^{-2}$ Вт/м² [55]. В геологической литературе есть и иные значения, существенно различающиеся для континентов и океанов, что обусловлено в основном способами расчета среднего при ограниченном числе неравномерно распределенных измерений.

Распределение теплового потока и температуры зависит от геотермического режима. В районах стационарного режима тепловое поле однородное и постоянное во времени, геотермический градиент и плотность теплового потока пониженные. Такие условия обычны для щитов, древних плит и многих складчатых областей. Нестационарный режим отличается изменчивостью теплового

состояния, его неоднородностью в пространстве и во времени. Нестационарность регионального теплового режима может быть обусловлена либо конвективным переносом тепла термальными водами и магмой в коре и под корой, либо усиленной кондуктивной теплоотдачей, либо накоплением тепла под чехлом осадочных отложений с низкой теплопроводностью. Первой причиной объясняется, например, аномальный разогрев в Байкальской зоне, второй — охлаждение коры на востоке территории СССР, третьей — верхнекоровый разогрев на Западно-Сибирской и Туранской плитах. Нестационарный локальный режим возникает на небольших участках при взрывных процессах земного (трубки взрыва, природные ядерные реакторы) или космического (падение метеоритов) происхождения [67].

Геотермическая характеристика тектонических элементов

Плотность теплового потока закономерно изменяется с возрастом складчатости (табл. 6), повышаясь от областей древнего тектогенеза к областям сравнительно молодой и современной тектонической активности [Поляк Б. Г. и др., 1968 г.; Lee W. a. o., 1965 г.]. Это повышение незначительное, однако оно заметно больше погрешностей определения теплового потока, т. е. может считаться вполне реальным. Сходные по тектоническому режиму структурные элементы материков и океанов характеризуются и близкими значениями плотности теплового потока. Так, на мате-

ТАБЛИЦА 6

Поверхностная плотность теплового потока в структурных элементах разного типа и возраста

[Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б., 1968 г.]

Структурные элементы	q_s , 10^{-2} Вт/м ²	Стандартное отклонение, 10^{-2} Вт/м ²
Материковые глыбы		
Области докембрийской складчатости	3,9	0,6
Каледониды	4,65	1,2
Герциниды	5,2	4,4
Области мезозойской складчатости и активизированные в мезозое	5,9	5,5
Области кайнозойской складчатости	7,3—9,2	1,0—1,3
Рифтовые зоны материков (Байкальская зона)	10,1	2,4
Океанические глыбы		
Океанические плиты	4,6	1,5
Рифтовые зоны срединных океанических хребтов	15,75	9,0
Краевые океанические желоба	3,4	2,1

риковых плитах плотность теплового потока равна $4,36 \cdot 10^{-2}$, а на океанических $4,60 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²; в передовых прогибах складчатых областей $4,01 \cdot 10^{-2}$, а в глубоководных желобах $3,35 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Наиболее высокими значениями отличаются рифтовые зоны и океанов и материков, однако не всем материковым рифтам присуще это свойство; в районе оз. Ньяса (Африка) плотность теплового потока соизмерима с наблюдающейся на древних платформах.

Отмечается некоторое увеличение дисперсии значений плотности теплового потока от древних складчатых сооружений к молодым. Наибольшей дифференциацией отличаются районы современной тектонической активности, которым свойственны высокая сейсмичность, вулканизм и гидротермальная деятельность. Характер распределения теплового потока в районах вулканизма и гидротермальной деятельности определенно свидетельствует о наличии в недрах таких источников тепла, как очаги или резервуары расплавленной магмы, зоны разломов глубокого заложения, способствующие подъему горячих растворов и газов. Весьма вероятно различие в глубинах залегания некоторого глобального источника тепла в разных регионах. Этим определяется повышенный тепловой поток в районах новейших поднятий. Теплопроводность, различаясь у разных комплексов пород иногда в несколько раз, оказывает решающее влияние на распределение тепла в верхних зонах земной коры. Малая теплопроводность осадочных образований, выполняющих краевые и межгорные прогибы, очевидно, является главной причиной отмечающихся здесь очень низких значений плотности теплового потока.

Распределение тепла в недрах Земли

Для изучения теплового баланса Земли и для суждения о состоянии недр на основании геотермических исследований важнейшее значение имеют данные о распределении тепла с глубиной. Оно зависит главным образом от положения и распределения источников тепла, от способов и режима теплопереноса. Главным источником тепла на современном этапе развития Земли считается распад радиоактивных элементов. Предполагается, что максимум радиогенного тепла выделяется гранитным слоем, намного меньше базальтовым и очень мало мантией. Но равенство тепловых потоков на материках и океанах противоречит этому представлению. Указанное равенство логично объяснить либо различием содержания радиоактивных элементов в породах мантии под континентами и под океанами, либо действием какого-то механизма перераспределения тепла в мантии, например конвекции.

Гипотеза разной концентрации радиоактивных источников тепла в мантии предполагает, что это различие сложилось в процессе дифференциации вещества Земли. Под континентами дифференциация достигла высокой степени и радиоактивные элементы сконцентрировались в верхних геосферах. Под океанами дифференциация находится на более низкой стадии и радиоактивные

вещества, как и кислые составляющие мантии, еще не выделились и в основном находятся в мантии; по Г. Макдональду, они концентрируются в верхних 100—120 км мантии. Предполагается также, что неравномерность латерального распределения тепла распространяется лишь до глубины 600—1000 км. Если задать время начала дифференциации или ее длительность, то можно найти такое распределение радиоактивного материала, которое удовлетворительно объясняет наблюдаемые значения плотности теплового потока на материках и в океанах. Гипотеза неравномерного распределения радиоактивных источников тепла в мантии предполагает отсутствие дрейфа литосферных плит, чем она и не удовлетворяет многих геологов.

Другая гипотеза пытается объяснить наблюдаемое распределение теплового потока конвекцией в мантии. Согласно этой гипотезе восходящие потоки в мантии выносят тепло под океаны. Под континентами же конвекции либо нет, либо она очень замедленная; тепло здесь имеет местное происхождение и образуется в результате распада радиоактивных элементов. Таким образом, тепловой поток под океанами и под континентами различается по своему генезису. Гипотеза не объясняет, почему, несмотря на различия источников тепла, плотность теплового потока под океанами и континентами одинакова. М. Ботт приходит к выводу, что характер океанического теплового потока может быть объяснен с позиций конвекции и раздвижения океанического дна, если предположить, что тепло выносится «процессом, отличным от теплопроводности и пока еще не ясным» [9, с. 338].

Не менее важное значение для формирования теплового потока имеет способ теплопереноса. Различаются три основных способа: кондуктивная, радиационная и конвективная теплопроводность; Е. А. Любимова [41] выделяет еще экситонную теплопроводность.

Кондуктивный теплоперенос, или кондуктивная теплопроводность (молекулярная, фононная, решеточная), представляет собой передачу энергии через тепловые колебания молекул. Этот способ является главным механизмом транспортировки тепла из земных недр на поверхность. Однако если исходить только из значений теплопроводности известных магматических пород [2,4 Вт/(м·К)], то при плотности теплового потока $6,3 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² уже на глубине 100 км надо ожидать температуру 2500 °С. Это означало бы полное плавление залегающих там пород. При допущении переноса тепла этим способом и с глубины больше 100 км надо ожидать или расплавления обширных участков мантии, или концентрации 80—90 % радиоактивных элементов до глубин меньше 100 км. Для континентов обычно принимается последнее положение, для океанов оно маловероятно [9]. Для объяснения теплового потока под океанами полагают, что здесь большую роль играют радиационный и экситонный механизмы теплопереноса.

Радиационный теплоперенос (лучистый перенос или передача тепла лучеиспусканием) существенное значение имеет при нагреве пород и металлов выше 800—1500 °С. У оливина, например, при

750 °С лучистый перенос соизмерим с решеточной теплопроводностью, а при более высокой температуре может превосходить ее. Интенсивность лучистого переноса сильно зависит от размера кристаллов, а также от прозрачности минералов для тепловых (красных и инфракрасных) лучей. Прозрачность уменьшается с увеличением электрической проводимости. Поэтому можно ожидать, что на глубинах от 500 до 1000 км, где электропроводимость увеличивается в 1000 раз, радиационный перенос тепла, видимо, сильно сокращается.

Е. А. Любимова существенное значение придает экситонной теплопроводности — передаче тепла в кристаллах нейтральными атомами, достаточно возбужденными, чтобы перевести электрон этих атомов из валентной полосы в полосу проводимости. Возбуждение перемещается по кристаллу и создает впечатление перемещения по нему частицы, которая получила название «экситона» (кванта возбуждения). Экситонная теплопроводность должна эффективно действовать лишь при высокой температуре; в общем же ее роль при передаче тепла в Земле остается неясной.

Наиболее мощным механизмом переноса тепла является конвективная теплопроводность. Она заключается в транспортировке тепла вместе с веществом — с магмой, глубинными гидротермальными растворами, газами, подземными водами, твердыми вулканическими выбросами и т. п. Конвективный перенос может приводить к наиболее быстрому перераспределению тепла в земной коре и мантии и к выносу его из недр Земли. Интенсивность этого процесса зависит от вязкости, пластичности и проникающей способности теплоносителя, его начальной и конечной температуры и т. д. Несмотря на свою большую мощность, конвективный теплоперенос играет относительно скромную роль в общем тепловом балансе Земли. Он весьма значителен лишь в районах вулканизма и развития геотерм; заметно его влияние и в областях дифференцированных новейших тектонических движений.

Теоретические тепловые модели Земли, принимаемые для объяснения наблюдаемого теплового потока, как правило, строятся на предположении, что действует теплопроводность разных видов (рис. 77). По Е. А. Любимовой [41], при пиrolитовом составе мантии кондуктивная теплопроводность имеет большое относительное значение лишь до глубины 100—200 км. Глубже резко возрастает лучистый теплоперенос, особенно значительный в пределах астеносферы, а затем и экситонный. С повышением температуры кондуктивная теплопроводность может снизиться в несколько раз, в то время как лучистый теплоперенос сильно возрастает. Ф. Стейси [70] пришел к выводу, что совершенно необходимо допущение о существовании конвекции в верхней мантии.

Варианты распределения в разрезе Земли радиоактивных элементов и видов теплопереноса, принимаемые при расчетах, могут быть весьма разными. Одинаково вероятны при этом модели и охлаждающейся и разогревающейся Земли. Какая из них более реальна, вряд ли можно решить без геологических данных.

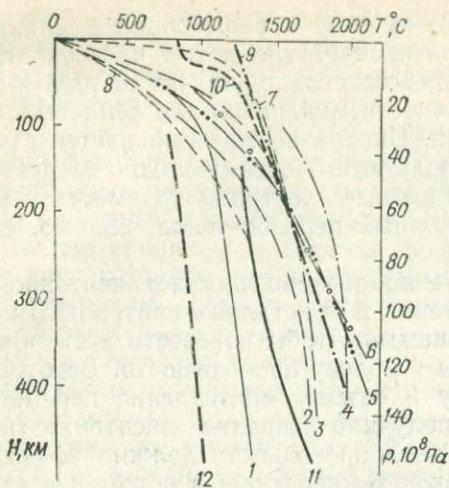


Рис. 77. Распределение температуры в земной коре и верхней мантии [37, 60].

1 — по Д. Тозеру (при учете конвекции); 2, 3 — по А. Рингвуду (2 — в континентальной мантии, 3 — в океанической); 4 — по В. Н. Жаркову; 5 — по Е. А. Любимовой; 6 — по Р. Аффену; 7, 8 — по Р. И. Кутасу (7 — в активных областях, 8 — в стабильных); кривые плавления; 9 — по Я. Б. Смирнову; 10 — по Р. И. Кутасу; распределение температуры по данным МВЗ (по И. И. Рокитяскому); 11 — максимальное, 12 — оптимальное.

Соотношение теплового поля с другими геофизическими полями

Зависимость плотности, магнитной восприимчивости, электропроводности и других физических свойств горных пород от степени их нагрева является предпосылкой тесных связей тепловых аномалий с аномалиями электрической проводимости, сейсмической скорости, гравитационными, магнитными и т. д. Соотношение теплового поля с гравитационным в наиболее общем виде проявляется приуроченностью к понижениям геоида более высокой плотности теплового потока [9, 70 и др.]. Это объясняется разуплотнением мантии вследствие разогрева в областях прогибов геоида. С плотностью теплового потока хорошо коррелируются аномалии в свободном воздухе. Повышенные значения теплового потока приурочены к положительным аномалиям, пониженные — к отрицательным [70]. Я. Б. Смирнов указывает на прямую корреляционную зависимость между изостатическими и тепловыми аномалиями, для аномалий Буге связь обратная.

Отмечается корреляция плотности теплового потока со скоростью сейсмических волн. Так, пониженная скорость (7,4—7,9 км/с) на границе Мохо в срединных океанических хребтах и рифтовых зонах ассоциирует с повышением теплового потока. Однако участки с повышенной плотностью теплового потока иногда имеют ширину в несколько раз меньше, чем районы с пониженной скоростью сейсмических волн. Примером может служить Прибайкалье и Забайкалье, где область высоких значений плотности теплового потока измеряется первыми десятками километров и ограничивается впадиной оз. Байкал, а полоса с низкими значениями скорости продольных волн на границе Мохо достигает 200 км. В глубоководных впадинах (Южно-Охотской и отчасти Японской) значительное повышение теплового потока [(8,8 ÷ 10,9) ×

$\times 10^{-2}$ Вт/м²] не сопровождается понижением скорости сейсмических волн. Более того, в Японском море на возвышенности Ямато, под которой скорость сейсмических волн на границе Мохо 7,7 км/с, наблюдаются более низкие значения плотности теплового потока, чем в северо-восточной части моря, где эта скорость достигает 8,2 км/с. Таким образом, соотношения между скоростью упругих волн и тепловым полем неоднозначны.

Взаимосвязь тепловых и магнитных аномалий изучена слабо. Вообще соотношения геотермического поля с иными физическими полями Земли исследованы пока недостаточно.

Некоторые вопросы палеогеотермии

Любые палеогеотермические построения исходят из разных космогонических гипотез о происхождении Земли и ее догеологическом развитии, и уже поэтому их результаты не могут быть однозначными. Для реконструкции термической истории планеты предполагаются известными: 1) состояние температуры в какой-то момент, условно принятый за начальный; 2) распределение источников и оттока тепла в пространстве и во времени; 3) параметры переноса тепла и их зависимость от глубины и температуры; 4) температура поверхности Земли для всех моментов времени.

На протяжении истории Земли значение различных источников тепла не оставалось постоянным. На стадии аккреции, продолжавшейся около 100 млн. лет, главным источником тепла были гравитационная энергия и энергия соударений. На глубине 400—500 км температура могла достигать 1200 °С, и уже на этой стадии могло начаться выплавление вещества, давшего начало земной коре. На отрезке от 0,4 до 1,0 млрд. лет после образования Земли огромное значение имеет энергия дифференциации вещества ядра. Основным источником тепла с момента формирования Земли служит распад долгоживущих изотопов урана, калия и тория. Накопление достаточного количества радиоактивного тепла является неизменным условием дифференциации вещества, включая и выделение земного ядра. Тепло радиоактивного распада наиболее интенсивно генерировалось на первых этапах развития Земли. Под действием только радиогенного тепла расплавление мантии могло произойти 3—4 млрд. лет назад в интервале глубин от 400 до 800 км [41].

Изменяются во времени формы теплопереноса и относительная интенсивность их действия. До разогрева недр Земли перенос тепла осуществляется через кондуктивную теплопроводность. Затем, с разогревом недр до 800—1000 °С, начинает работать лучистый теплоперенос. Вероятно, одновременно с ним включилась в действие и экситонная теплопроводность. Появление очагов расплавления вещества Земли привело к началу конвекции. Несомненно, на тепловом режиме Земли сказывались строение, состав и температура атмосферы и гидросферы, так как они в значительной мере регулируют теплообмен планеты и верхней части атмосферы.

Если исходить из представления о возникновении Земли из холодного газопылевого и обломочного космического материала, ее тепловая история будет выглядеть следующим образом. Уже ко времени формирования земного тела оно было нагрето энергией аккреции до нескольких сотен градусов Цельсия. Дальнейшее нагревание радиогенным теплом вызвало появление очагов расплавления и гравитационную дифференциацию. Максимальный разогрев Земли, а соответственно и наиболее интенсивная дифференциация протопланетного вещества и образование ядра приходится на период 2,5—3,0 млрд. лет назад. Резкое усиление конвекции ускорило образование ядра, расслоение мантии и привело к интенсивному формированию земной коры. Но конвективный и резко возросший лучистый перенос обусловили быстрый отток тепла от центра Земли к ее периферии. Это, с одной стороны, затормозило дифференциацию мантии, с другой — вызвало сильный разогрев земной коры, очевидно, не одинаковый в разных частях земного шара. С этими процессами связаны интенсивный архейский метаморфизм и гранитообразование, формирование атмосферы типа венерианской.

В дальнейшем процесс дифференциации существенно замедляется (но не прекращается и по сей день!), трансформация гравитационной энергии в тепловую сильно убывает и тепловая эволюция Земли начинает определяться главным образом все понижающейся генерацией тепла при радиоактивном распаде. Зона активной конвекции сужается до современной астеносферы мощностью 150—350 км. По мере прогрессирующего охлаждения коры и верхних горизонтов мантии уменьшается степень метаморфизма, хотя периодически, главным образом в зонах подвижных поясов, проявляются интенсивный ультраметаморфизм и палингenez. Жесткость литосферы увеличивается, что влияет на эволюцию тектонических форм (от сложных к более простым) и на формирование рельефа (более контрастные формы). Сложное взаимодействие различных механизмов теплопереноса приводит к неравномерности разогрева во времени и к периодичности геологических событий.

ИЗМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ВО ВРЕМЕНИ

Вследствие ряда космических и внутриземных причин геофизические поля, в частности гравитационное и магнитное, испытывают периодические и непериодические изменения напряженности. Поведение геофизических полей во времени отражает либо динамику, вязкость, прочность, тепловое состояние и упругие свойства вещества геосфер, либо обратную реакцию глубинных горных пород на переменные поля. Отсюда вытекает принципиальная возможность, изучая вариации гравитационного и магнитного полей, определять перемещения подкорового и корового вещества, механические свойства литосферы и астеносферы, физическое состояние пород в недрах, вещественный состав литосферы и т. д.

Изучение периодических вариаций гравитационного поля позволяет определить реологические свойства литосферы и астеносферы, выявить пространственные и временные закономерности перемещений и превращений в недрах и т. д. Это необходимо при исследовании тектонических процессов, определении условий формирования геосфер, установлении генезиса землетрясений и т. п. Известны суточные, лунномесячные и годовые изменения поля силы тяжести. Очевидно, существуют и более длиннопериодные вариации, обусловленные положением Солнечной системы в Галактике или иными внутригалактическими и более общими причинами. На вариации космического происхождения накладываются местные сезонные изменения силы тяжести, причиной которых могут быть гидрологические, климатические и другие явления. Картина периодических колебаний силы тяжести сложна, поэтому результаты обработки материалов наблюдений в значительной степени отражают особенности принятой методики вычислений.

Существование вариаций силы тяжести с несомненностью доказывает, что недра Земли характеризуются пониженной вязкостью и относительно высокой пластичностью. К числу периодических или квазипериодических относятся вариации, коррелирующиеся с солнечной активностью. Г. Т. Собакар по материалам наблюдений 1966—1973 гг. выявил в Крыму увеличение силы тяжести при усилении солнечной активности и уменьшение при ее ослаблении. Диапазон изменения силы тяжести за 5 лет в районе Севастополя достиг $0,8 \cdot 10^{-5}$ м/с². Значительные изменения силы тяжести связаны с сейсмическими явлениями. Эти непериодические кратковременные вариации еще слабо изучены. Они протекают относительно медленно в период подготовки землетрясения и очень быстро в момент его проявления. Очевидно, этим и обусловлены отмеченные в геологической литературе изменения силы тяжести до $3 \cdot 10^{-5}$ (м/с²)/год.

Наибольший интерес представляют вариации гравитационного поля, вызванные перемещением или изменением материала в земной коре и мантии. Вследствие реологических свойств коры и мантии эти процессы протекают очень медленно. Исходя из закономерностей тектонических движений во времени, можно ожидать, что вековые вариации силы тяжести должны быть периодическими и разночастотными. Однако длительность их изучения пока слишком мала для выявления указанных качеств.

Расчеты, выполненные в предположении наиболее вероятных причин изменения силы тяжести (вертикальные перемещения материала литосферы, трансформации вещества с изменением плотности) и амплитуд современных колебательных движений, показывают, что вековые вариации не должны превосходить $n \cdot 0,1 \times 10^{-5}$ (м/с²)/год ($n=1 \div 10$). Обычно же они бывают еще меньше: $n \cdot (0,001 \div 0,01) \cdot 10^{-5}$ (м/с²)/год. Ю. Д. Буланже [1974 г.] указывает, что изменения силы тяжести, определенные путем повторных

измерений, в большинстве случаев меньше погрешностей измерений. Поэтому он считает, что данные об изменениях силы тяжести, полученные из сопоставления результатов рядовых (не специальных высокоточных) съемок, выполненных в разные годы, недостоверны. Ю. Д. Буланже приходит к выводу, что на территории СССР и Восточной Европы за период с 1953 по 1973 г. вековые изменения силы тяжести не обнаружены. Если они и имели место, то не могли быть более $(0,010 \div 0,015) \cdot 10^{-5}$ (м/с²)/год. К этому можно добавить, что приводимые в литературе сверхслабые изменения силы тяжести ($\leq 0,001 \cdot 10^{-5}$ м/с²) покоятся на весьма сомнительном представлении о возможности сколь угодно уменьшать погрешность путем увеличения числа измерений независимо от порога чувствительности прибора. Надежное выявление вековых вариаций силы тяжести может быть достигнуто либо повышением точности измерений, либо увеличением интервала времени наблюдений до такой продолжительности, при которой общая амплитуда изменений силы тяжести станет больше погрешности измерений. Некоторые опубликованные материалы отвечают этим условиям и дают хотя бы приблизительное представление об амплитуде, режиме и закономерностях изменения поля силы тяжести. Создание современных приборов для абсолютных определений силы тяжести с погрешностью $0,001 \cdot 10^{-5}$ м/с² [Rapp R., 1975 г.] открывает возможности для надежного измерения вековых вариаций гравитационного поля. В какой мере столь точные измерения отражают гравитационные вариации, а не всякого рода помехи, пока не ясно.

Известны результаты изучения вариаций гравитационного поля по многим районам Советского Союза за интервал от 5 до 20 лет. Выявлены некоторые тенденции изменения силы тяжести по площади [Файтельсон А. Ш. и др., 1972 г.]. Например, в Прибалтике выделяется полоса уменьшения силы тяжести до $0,3 \cdot 10^{-5}$ м/с² за 5 лет. Она тяготеет к осевой части девонского прогиба. Севернее этой полосы, за Латвийской шовной зоной, изменения силы тяжести положительные, до $(0,5 \div 0,6) \cdot 10^{-5}$ м/с². На юг от указанной полосы также располагается зона повышения силы тяжести, местами до $(1,4 \div 1,6) \cdot 10^{-5}$ м/с². В Среднем Поволжье также отмечены участки уменьшения и увеличения силы тяжести; за 13 лет сила тяжести максимально изменилась здесь на $-2,5 \cdot 10^{-5}$ м/с² на одних участках и на $+1,3 \cdot 10^{-5}$ м/с² на других [Файтельсон А. Ш., 1969 г.]. Оси гравитационных и магнитных аномалий в общих чертах согласуются с простираанием зон вариаций силы тяжести.

На Кавказе по результатам двухлетних наблюдений установлено, что наибольшее увеличение силы тяжести [до $0,06 \cdot 10^{-5}$ (м/с²)/год] имеет место на склонах Большого Кавказа, на Ставропольском поднятии, а также в прилежащих депрессиях [Файтельсон А. Ш. и др., 1972 г.]. Более длительные наблюдения показали, что вариации силы тяжести не превышают здесь $0,05 \cdot 10^{-5}$ (м/с²)/год, лишь в зоне между Главным Кавказским хребтом и Ставропольским поднятием они достигают $0,18 \cdot 10^{-5}$ (м/с²)/год. Годичные

изменения силы тяжести часто бывают больше среднего за несколько лет, что указывает на неравномерность вариаций во времени. На Украине двухлетние наблюдения по профилю Харьков—Львов выявили область положительных изменений силы тяжести до $0,6 \cdot 10^{-5}$ (м/с²)/год на отрезке Львов—Лубки относительно значений в Харькове [Собакар Г. Т., 1968 г.]. При этом намечена прямая корреляция изменений силы тяжести с интенсивностью гравитационных аномалий и обратная—с амплитудой современных поднятий. В Забайкалье установлены вариации силы тяжести в пределах $(0,02 \div 0,08) \cdot 10^{-5}$ м/с²; они часто соизмеримы с погрешностями наблюдений. Тщательное изучение вариаций силы тяжести по отдельным профилям выполнено в Исландии, Японии, Финляндии и других странах.

Несмотря на малую достоверность выявленных вариаций силы тяжести, можно ожидать, что хотя бы часть из них обусловлена геологическими причинами. В этом убеждает закономерный характер вариаций: устойчивое уменьшение силы тяжести в одних районах и увеличение в других, а также приуроченность изменений силы тяжести того или иного знака к определенным элементам новейшей структуры, в частности, положительных к депрессиям или устойчивым глыбам земной коры, отрицательных к поднятиям.

Вариации магнитного поля

Изменения магнитного поля Земли известны давно. Его вариации разных периодов используются для решения вопросов строения Земли и происходящих в ней процессов, для выявления в мантии зон повышенного разогрева, для суждения о составе пород, слагающих верхнюю мантию и земную кору, для установления зон упругих напряжений в земной коре, для построения схем конвекции в мантии и т. д. А. А. Логачев и В. П. Захаров [39] различают изменения собственного магнитного поля Земли во времени и магнитные вариации, вызываемые внешними источниками магнитного поля. Одни вариации—суточные—зависят от длительности и интенсивности солнечной освещенности, их амплитуда составляет до 40 нТл; другие—магнитные бури—связаны с космическими явлениями, эти вариации длятся от нескольких часов до нескольких суток и вызывают изменения геомагнитного поля на сотни и даже тысячи нанотесла. Полагают, что вариации внешнего происхождения обусловлены возникновением электрических токов в ионосфере.

Изменения собственного магнитного поля Земли, видимо, весьма различны по своему происхождению. Большая их доля обусловлена западным дрейфом поля, связанным, по предположению большинства исследователей, с тем, что по скорости вращения земное ядро опережает мантию [Яновский Б. М., 1964 г.]. Скорость западного дрейфа для Северо-Американской и Восточно-Сибирской вековых аномалий равна 0,12 [Адам Н. В., Бенькова Н. П. и др., 1968 г.], для Африканской 0,23 градус/год. По

археологическим данным за последние 600—700 лет для Европы и Азии она оценивается в $0,23 \pm 0,06$ градус/год [Бурлацкая С. П. и др., 1968 г.]. Меньшая по интенсивности часть вариаций обусловлена процессами в мантии и земной коре; эти вариации составляют до 200 нТл/год. Поле их очень сложное и разлагается на ряд составляющих, отражающих влияние источников разного размера и разной глубинности. В поле вариаций особо выделяются аномалии векового хода. Крупнейшие из них, называемые центрами или фокусами векового хода, непрерывно перемещаются и изменяются по амплитуде. Например, Иранский фокус с 1942 по 1955 г. сместился с севера и уменьшился по интенсивности в 2 раза. Иногда появляются новые фокусы и исчезают старые, изменяются знак вариации и их скорость.

В поведении магнитного поля наблюдается периодичность. Число и продолжительность периодов определяется неоднозначно. Чаще других указываются периоды 2; 5; 11 лет, а также несколько сотен лет. Судя по палеомагнитным данным, периодичность вариаций проявляется и в масштабах геологического времени [78 и др.]. При этом отмечается не только перемещение фокусов векового хода, но и обращение поля, т. е. изменение его знака на противоположный. Резким колебаниям подвергалось направление вектора магнитного поля, особенно его склонение. Так, на Камчатке склонение многократно изменялось на протяжении последних 25 тыс. лет — от 320° ССЗ до 100° ВЮВ относительно современного меридиана. Значительные вариации испытывало и наклонение — от 50 до 90° [Аверьянов В. С. и др., 1975 г.].

Три группы факторов: 1) космические, 2) дифференцированное перемещение материала внутри Земли (гидродинамические), 3) изменение магнитных свойств материала коры и мантии (петродинамические), определяющих вариации земного магнитного поля, находятся в тесном взаимодействии. Это особенно наглядно проявляется в различии магнитных вариаций над горными породами разного состава, возбуждаемых электромагнитными процессами космического происхождения.

По характеру вековых вариаций рассчитывается деформация жидкого ядра. Многие авторы связывают эти аномалии с конвективными ячейками во внешнем ядре и определяют их число, размеры и положение. Анализ карт изопор горизонтальной и вертикальной составляющих земного магнитного поля дает основание думать, что аномалии векового хода, если их источник внутриземной, связаны скорее с более сложными течениями вещества в ядре, чем с простыми конвективными перемещениями. Вероятно, небольшие по площади аномалии вековых вариаций отражают очаги перемещения вещества в мантии, точнее астеносфере, главным образом на глубинах 200—400 км.

Исследование магнитных вариаций поставляет обширный материал для расчета геоэлектрического разреза и тепловых характеристик Земли. Например, методом геомагнитной индукции определена удельная электропроводимость ядра Земли, она оценивается

от 0,037 до 5 См/м [10]; электропроводимость нижней мантии составляет 10—1000 См/м [9]. В земной коре удельная электропроводимость измеряется сотыми и тысячными долями сименса на метр. Важным результатом магнитовариационных исследований является установление локальных зон пониженного электрического сопротивления в мантии и нижней части земной коры. Магнитовариационные измерения используются и для вычисления температуры в недрах Земли. Например, И. И. Рокитянским [60] по МВЗ на глубине 400 км определена как наиболее вероятная температура около 1000 °С (см. рис. 77).

Таким образом, исследование изменений магнитного поля во времени позволяет изучать весьма важные характеристики строения и состояния Земли, и особенно ее мантии. При надлежащем развитии этих методов и соответствующей детальности исследований можно будет разделять зоны повышенного разогрева в коре и мантии и зоны развития горных пород с пониженным электрическим сопротивлением. Есть принципиальная возможность отмечать в коре и мантии участки разной основности, например массивы ультраосновных пород в земной коре и скопления базальтоидов в мантии. При достаточно густой сети наблюдений магнитных вариаций разной периодичности могут быть прослежены внутрикоровые и внутримантийные перемещения материала.

Итак, сейсмичность, изостатическое и тепловое состояние Земли, поведение в пространстве и во времени ее гравитационного и электромагнитного полей характеризуют нашу планету как систему, динамически неустойчивую и весьма разнородную. В ней постоянно происходит перемещение материала, активное — в астеносфере мантии и во внешнем ядре, пассивное — в литосфере и, возможно, в нижней мантии. Однако земная кора, верхняя (твердая) часть мантии и нижняя мантия являются пассивными лишь относительно. В нижней мантии еще продолжается дифференциация вещества. В верхней мантии и коре постоянно изменяющаяся под влиянием деформационного воздействия астеносферы и поступления флюидов из глубин термодинамическая обстановка приводит к появлению локальных очагов активных химических и физических превращений и механических перемещений.

Динамическая разнородность планеты проявляется в приуроченности интенсивной сейсмичности, изостатической неустойчивости к поясам и зонам разных порядков, в разнообразии геотермических режимов разных областей, в сложной структуре полей электромагнитных вариаций. Динамическая разнородность прослеживается как на глубину, так и по латерали. Одни и те же участки или зоны земной коры и верхней мантии нередко являются аномальными по целому ряду параметров. Так, пояса высокой сейсмичности, как правило, отличаются наибольшими нарушениями изостазии, аномальностью и резкой дифференцированностью теплового поля и высокой электропроводимостью верхних горизонтов мантии. В то же время отдельные районы аккумуляции глубинного тепла не выделяются аномалиями ни в поле напряжений, ни

в изостатическом. Не обнаруживают связи с другими геофизическими полями вековые изменения магнитного поля.

Разные формы движения в коре и мантии не являются результатом лишь первичной неоднородности планеты. В процессе перемещения, дифференциации, изменения первичных неоднородностей возникали и возникают все новые неустойчивые комбинации вещественных, тепловых, химических условий, которые сами становятся источником движений. Современное динамическое состояние коры и мантии является результатом длительной эволюции, в ходе которой изменялись роль тех или иных видов энергии, течение разных процессов, место и режим их проявления. Очевидно, заметное влияние на внутреннюю динамику коры и мантии оказывали экзогенные и верхнекоровые процессы, приводившие к перераспределению огромных масс материала и тем самым изменявшие тепловой, механический и гравитационный режим в верхней части коры.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ

Земная кора — часть литосферы, сложенная породами от основных до ультракислых, имеющими магматический, метаморфический и осадочный генезис. Подошва коры, за исключением немногих регионов, совпадает с сейсмической границей Мохо. В вертикальном разрезе кора представляет собой мозаику преимущественно линзовидных, реже призматических или изометричных тел. Каждое из них отличается от соседних по своему среднему составу, будучи подчас само неоднородным. Линзы и призмы залегают почти горизонтально. Близкие по химическому составу тела объединяются в слои, которым условно даны названия, отражающие сходство этих тел по их среднему составу с основными группами магматических горных пород. Так выделяются базальтовый, диоритовый и гранитный слои, в типичном случае располагающиеся снизу вверх в указанной последовательности.

Верхнюю часть разреза коры составляют в одних случаях стратифицированные сильно дислоцированные и метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы, избежавшие превращения в породы названных слоев, в других — неметаморфизованные слоистые толщи осадочного, вулканогенного или смешанного генезиса, составляющие осадочный слой. Каждый из слоев может либо выклиниваться, либо вытеснять из разреза другие слои. В разных районах и на разных уровнях прослежены зоны пониженной скорости сейсмических волн. Эти зоны в одних случаях являются скоплениями горных пород пониженной плотности, в других — областями повышенного разогрева пород.

Разрывные нарушения рассекают земную кору, смещают в ней отдельные слои, иногда приводят в соприкосновение блоки коры с резко разным разрезом, как по степени расслоенности, так и по составу (рис. 78).

Малые мощности земной коры (4—30 км) типичны для океанов и глубоких морских впадин, большие (24—75 км) — для континентов. Океаническая кора отличается от континентальной также почти полным отсутствием собственно-гранитного слоя (при широком развитии диоритового) и составом и структурой вулканогенно-осадочного. Не исключено, что строение, происхождение и структура диоритового и базальтового слоев на континентах и в океанах также различны, однако на современном уровне исследований

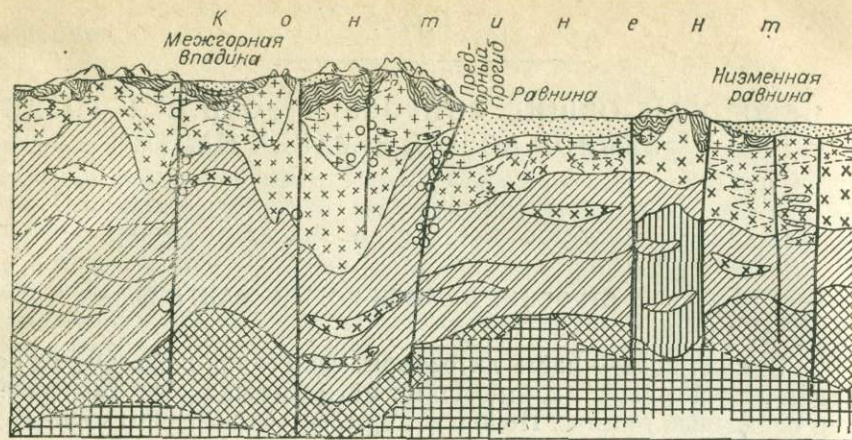


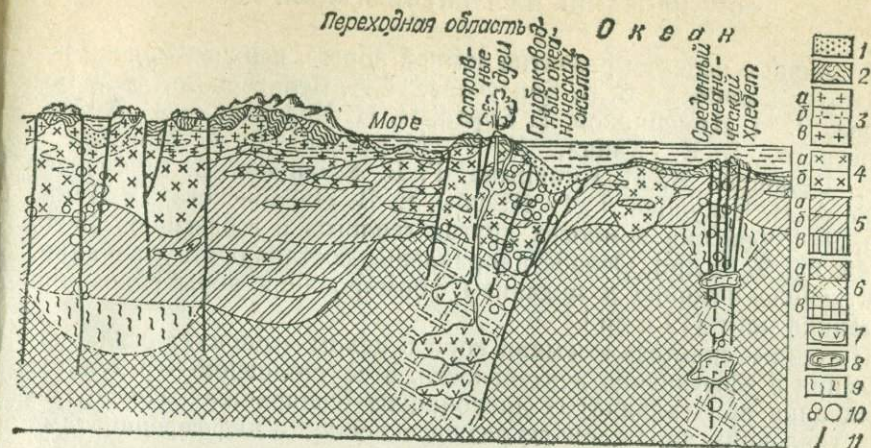
Рис. 78. Обобщенный разрез земной коры и верхней части

Слой: 1 — осадочный, 2 — вулканогенно-осадочный, 3 — гранитный или гранитно-метаморфический (плотность: *a* — нормальные, *b* — повышенные), 4 — базальтовый (скорость и плотность: *a* — нормальные, *b* — пониженные, *в* — повышенные); очаги относимые к «разуплотненной мантии»; 10 — очаги

принципиальных различий в характере их разрезов не наблюдается.

Структура мантии в общих чертах соответствует модели Гутенберга—Буллена, отличаясь от нее в деталях. В мантии выделяются нижний и верхний отделы, граница между которыми проходит на глубинах от 640 до 780 км. Нижний отдел (слой *D*) неоднороден в вертикальном разрезе, о чем свидетельствует повышение градиентов физических свойств на ряде уровней. Границы в нижней мантии имеют неровности, что обуславливает неоднородность и в горизонтальном направлении.

Верхний отдел мантии (верхняя мантия) делится на две части, граница между ними фиксируется на глубинах от 380 до 410 км. Верхний подотдел (слой *B*) является носителем астеносферных очагов и слоев. На глубинах 200—230 км он отчетливо разделяется тоже на две части. Верхняя часть слоя *B* часто бывает расслоена; посредине ее, обычно на глубинах 50 (90)—150 (170) км, во многих районах зарегистрировано наличие волноводов; под некоторыми платформами они отсутствуют. В нижней части слоя *B* также установлен очень мощный (до 150 км) волновод, который фиксируется в основном поперечными и поверхностными волнами. Поверхностные волны, видимо, не всегда дифференцируют волноводы нижней и верхней частей слоя *B* и представляют их как одно целое на глубинах от 80—100 до 350—390 км. Нижняя часть слоя *B* может быть названа криптоастенофером, а верхняя — астеносфером. В пределах астеносфера число, мощность и глубина залегания волноводов, которые в большинстве своем, вероятно, соответствуют очагам разогрева и повышенной пластич-



мантии ([Моисеенко Ф. С., 1975 г.], с изменениями).

Слой: 1 — осадочный, 2 — вулканогенно-осадочный, 3 — гранитный или гранитно-метаморфический (плотность: *a* — нормальная, *b* — пониженная, *в* — повышенная), 4 — диоритовый (скорость и плотность: *a* — нормальные, *b* — повышенные, *в* — аномально высокие), 6 — магмы: 7 — андезитовой и андезито-базальтовой, 8 — базальтовой, 9 — участки коры, часто землетрясений разной интенсивности; 11 — разломы.

ности мантии, различны. Они лучше развиты в зонах островных дуг и иногда вообще отсутствуют под древними щитами и талас-сократонами.

Границы, разделяющие слои верхней мантии, имеют сложный рельеф: глубина залегания равноскоростных сейсмических поверхностей изменяется на 100 км и более. Этим обуславливаются латеральные неоднородности мантии, форма и размеры которых пока не выяснены.

В гранитном слое земной коры в одних районах преобладают магматические породы, в других метаморфические, в третьих те и другие развиты примерно в равных пропорциях. Диоритовый слой, по-видимому, представлен преимущественно интрузивными породами. Базальтовый слой в значительной мере сложен метаморфизованными эффузивами основного состава.

Мантия по своему химическому составу, вероятно, не менее разнородна, чем земная кора. В ней резко преобладают породы ультраосновные и переходные к основным. Наиболее распространены различные гранатовые перидотиты, широко развиты их шпинелевые разности, а также эклогиты. Нижняя часть верхней мантии имеет ультраосновной состав и сложена преимущественно оливинном со шпинелевой и нарушенной шпинелевой структурой, гранатами и пироксенами. Здесь происходит изменение координационных чисел кислорода и кремния и, возможно, характера химических связей. Нижняя мантия также ультраосновная, главным образом оливино-пироксеновая, но с более компактными кристаллическими структурами: ильменитовой, перовскитовой, плумбата стронция, феррита кальция.

Различные аспекты развития земной коры и верхней мантии исследуются в работах В. В. Белоусова, Н. А. Беляевского, А. А. Борисова, Р. М. Деменицкой, Т. Барта, П. Н. Кропоткина, Е. А. Милановского, В. Е. Хайна, М. В. Муратова, Ф. С. Моисеенко, И. А. Резанова, В. М. Сеницына, Г. Б. Удинцева, В. В. Федынского, А. В. Чекунова, Г. Н. Щербы, Е. В. Павловского, Л. Пакизера, Р. Робинсона и многих других геологов и геофизиков [5, 6, 26, 45, 65, 97 и др.]. Особое направление составляют публикации, трактующие историю и механизм формирования коры с позиции тектоники плит [49 и др.].

По одним гипотезам земная кора в целом — продукт осадконакопления и эффузивной деятельности, а ее утолщение — результат скупивания при складчатых дислокациях и шарьяжах. По другим представлениям кора сложена разной основности дифференциатами мантии. Третьи гипотезы считают ее продуктом серпентинизации или амфиболизации ультраосновного мантийного материала. Четвертые рассматривают отграничение коры от мантии как следствие фазового перехода эклогита в базальт. Пятые подчеркивают неодинаковость природы разных слоев земной коры. Для объяснения особенностей коры в пределах горных областей и ряда современных морей привлекаются гипотезы подвижного фронта фазовых переходов, базификации, базальтификации, гранитизации, растяжения. Большинство гипотез предполагает формирование коры на обширных площадях в течение весьма длительного геологического времени. Но сторонники гипотезы тектоники плит считают, что океаническая кора генерируется постоянно и со сравнительно большой скоростью лишь в узких рифтовых зонах срединных океанических хребтов и вновь поглощается мантией в зонах островных дуг, поставляя при расплавлении сиалический материал для континентальной коры.

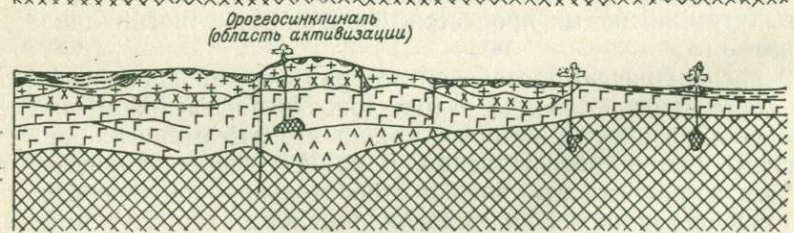
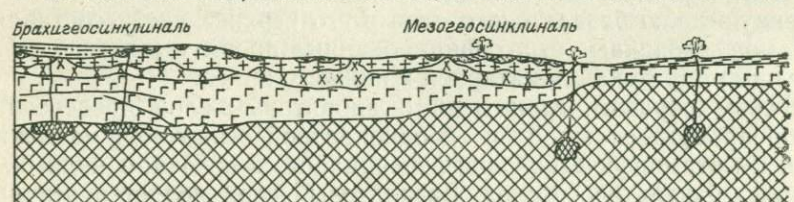
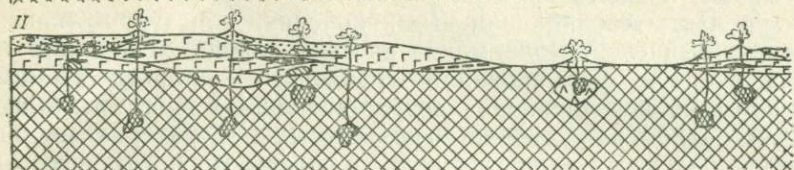
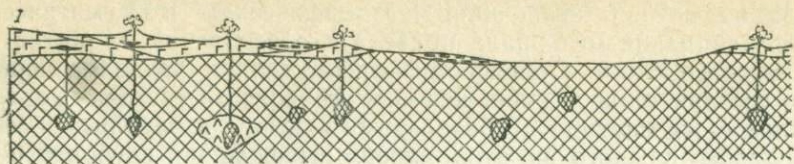
Исследование зависимостей между приповерхностным строением земной коры и глубинной структурой недр, выполненное на основе детальных построений, проливает свет на некоторые стороны ее формирования и развития. Отчетливая прямая зависимость мощности гранитного и диоритового слоев от интенсивности и продолжительности геосинклинального осадконакопления (обычно пропорциональной возрасту складчатости) естественным образом истолковывается как указание на их генетическую связь. Геосинклинальные толщи явились материалом для гранитного и диоритового слоев. Формирование надбазальтового отдела земной коры протекает в условиях сложного взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов [89 и др.]; роль последних особенно полно показана В. М. Сеницыным [65]. Осадочный и вулканогенный материал превращается в вещество гранитного и диоритового слоев в результате метаморфизма и магматизации под влиянием поднимающихся из глубин магм, газов, флюидов, гидротерм [Щерба Г. Н., 1975 г.].

Многократная осадочная, метаморфическая и магматическая дифференциация материала привела к обособлению гранитного и диоритового слоев. Степень дифференциации и различие первичного состава толщ и в меньшей мере особенности состава и объема выплавки из мантии и базальтового слоя отразились в неоднородности каждого из этих слоев. Избежавшая глубокой переработки часть геосинклинальных накоплений образует вулканогенно-осадочный слой. Роль магматических пород ювенильного происхождения в формировании гранитного и диоритового слоев относительно невелика. Она возрастает лишь в зонах крупных глубинных разломов — глубинных подвижных зон, материальным выражением которых являются геотектоногены типа Успенского или Иртышского [89].

Утонение базальтового слоя с возрастом складчатости нельзя объяснить перераспределением материала геосинклинали в результате осадконакопления, вулканической деятельности и метаморфизма. Поступление материала из мантии представляется главным и наиболее действенным фактором формирования масс базальтового слоя [45]. Оно наилучшим образом объясняет не только характер уравнивания регрессии между мощностью базальтового слоя и геологическим временем, но и независимое по отношению к геосинклинальным структурам расположение утонений и утолщений слоя, соответствующих новейшим поднятиям. Приток базальтоидного материала как под молодые, так и под древние геосинклинали усиливается в последующие циклы тектогенеза. Этот механизм формирования базальтового слоя предполагает неоднократное горообразование, интенсивность которого усиливается от цикла к циклу, прерывистость и возможные резкие изменения в образовании слоя, его утолщение в поднятиях, устойчивое воздымание областей поднятия и весьма длительную живучесть орогенных поясов. Рассматриваемый механизм и является главным, все прочие способы концентрации базальтоидного материала играют роль второстепенных, дополнительных. Не исключено, что местами существенную долю базальтового слоя в его верхней части составляют метаморфизованные стратифицированные преимущественно вулканогенные образования катархея и нижнего архея.

Таким образом, гранитный и диоритовый слои представляют собой продукт сложной и неоднократной осадочной, магматической и метаморфической дифференциации, в основном, видимо, материала базальтового слоя. Базальтовый слой является результатом внутримантийных процессов, синхронных с геосинклинальным развитием.

В послераннепротерозойской истории формирования слоев земной коры намечаются два этапа: допозднерифейский и позднерифейско-кайнозойский, которые можно назвать этапами раннего и позднего неогее соответственно. В раннем неогее утолщение гранитного и диоритового слоев и относительное утонение базальтового в процессе развития эвгеосинклинальных структур протекали очень медленно. После тектонических движений 850—950 млн. лет



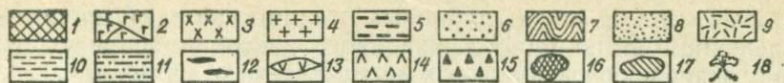


Рис. 79. Схема развития земной коры ([44], с изменениями).

Этапы: 1 — догеосинклинальный, II — протогоеосинклинальный, III — геосинклинальный. 1 — мантия; 2 — базальты, андезито-базальты, габброиды, в том числе метаморфизованные; 3 — диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты и сходные с ними по составу метаморфические породы; 4 — граниты, реже гранодиориты, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы; 5 — продукты разрушения пород мантии и отчасти базальтов (состав габброидный); 6 — осадочные и вулканогенные породы протогоеосинклиналей до начала складчатости (состав габбро-диоритовый); осадочные и вулканогенные породы эвгеосинклиналей; 7 — первого рода (состав диоритовый), 8 — второго рода (состав гранодиоритовый); 9 — осадочные и вулканогенные породы мезогоеосинклиналей (состав от гранитного до гранодиоритового); 10 — осадки субокеанических впадин (океанизированных участков земной коры); 11 — осадочные породы брахигеосинклинальных комплексов, иногда с интрузиями траппов; интрузии; 12 — основного и ультраосновного состава, 13 — среднего состава; 14 — основные дифференциаты из мантии (базальтовые и андезито-базальтовые) и астенолиты в мантии; 15 — основные дифференциаты палингенных магм; магматические очаги; 16 — в мантии, составляющие основные магмы, 17 — в базальтовом слое, составляющие средние магмы; 18 — вулканы.

назад формирование гранитного и диоритового слоев резко замедлилось, а базальтового, видимо, ускорилось. Но затем слои земной коры эволюционируют со скоростью в 2—3 раза большей, чем в раннем неогее. При этом скорость изменения мощности базальтового слоя была почти в 2 раза выше, чем надбазальтовой части коры. В структурах раннего неогее рост гранитного и диоритового слоев по абсолютному значению превышает утонение базальтового слоя, а суммарная мощность земной коры увеличивается значительно медленнее, чем можно было бы ожидать исходя из мощности ее надбазальтовой части. Из уравнения регрессии следует, что если в конце протерогее не было столь катастрофического изменения в процессе формирования слоев, как перед поздним неогеем, то эвгеосинклинальное развитие диоритового и гранитного слоев началось 3,8 млрд. лет назад.

Таким образом, формирование земной коры в позднем неогее происходило в результате накопления осадочного и вулканогенного материала в геосинклиналях, поступавшего сравнительно медленно сверху и в 2—3 раза интенсивнее снизу — из мантии. В раннем неогее, наоборот, рост земной коры обеспечивался геосинклинальным накоплением материала. Своеобразное «соревнование» геосинклинальных и подкорковых источников вещества земной коры началось примерно 4 млрд. лет назад, когда мощность коры в среднем не превосходила 18—22 км [45].

В геосинклиналях в зависимости от их типа накапливается материал преимущественно для одного из слоев коры (рис. 79). Эвгеосинклинальные комплексы неогее идут главным образом на построение диоритового слоя. Однако некоторая часть их дифференциатов в процессе магматизации пополняет гранитный слой, другая, еще меньшая, присоединяется к базальтовому. Мезогоеосинклинальные накопления («вторично-геосинклинальные», «субсеквентной стадии орогенного этапа»), к концу формирования которых приурочен наиболее интенсивный палингенез, создают гранитный и отчасти диоритовый слои. В тетрагеосинклиналях (орогенных

областях) базальтоидные дифференциаты мантии наращивают базальтовый слой. В зонах глубинных разломов каждый из слоев на определенном этапе геосинклинального развития получает существенную добавку ювенильного магматического материала.

Неодновременность и неравномерность геосинклинального развития и синхронных с ним внутримантийных процессов обусловили разновозрастность каждого из слоев коры как в латеральном, так и в вертикальном направлении. Вертикальная разновозрастность присуща базальтовому слою и вероятна для диоритового. Даже гранитный слой, получая более поздние добавки ювенильного материала, становится разновозрастным в разных частях разреза.

Представление о механизме формирования базальтового слоя дают материалы по строению земной коры и мантии в срединных океанических хребтах. Так, в отдельных звеньях Восточно-Тихоокеанского хребта маломощная океаническая кора, по скоростным характеристикам соответствующая базальтовому и диоритовым слоям, располагается на верхней мантии с обычными для нее значениями скорости. Тело с пониженной плотностью и скоростью залегает целиком внутри мантии (см. рис. 45). В Атлантическом срединном хребте в Центральной Атлантике кора залегает отчасти уже на породах со скоростью 6,8—7,3 км/с, обычной для базальтового слоя континентов. На некоторых разрезах участки нормальной мантии исчезают и ее место полностью занимают породы, подобные по скорости сейсмических волн базальтам. Еще севернее, в Исландии, эти породы составляют базальтовый слой земной коры, приобретающей здесь явно континентальный характер [34].

Понижение скорости в мантии с 8,0—8,3 до 7,3 км/с, очевидно, обусловлено изменением состава пород до основного. Разуплотненная мантия представляет собой базальтоидный дифференциат мантии, в первом регионе не достигший подошвы коры, во втором — частично, а в третьем — полностью присоединившийся к коре. Нижняя граница базальтоидного тела еще не имеет четкой подошвы, только под Исландией она оформилась до такого состояния, что фиксируется при ГСЗ. Механизм продвижения вверх базальтоидного тела неясен. Возможно, это тело представляет собой густую сеть инъекций основного материала в мантийное вещество. Не исключено, что временами вследствие эпизодического разогрева оно перемещается почти целиком, поглощая перекрывающую мантию.

Механизм формирования базальтовых корней срединных океанических хребтов, вероятно, характеризует первую — догеосинклинальную — стадию превращения океанической коры в континентальную. На этой стадии образуется базальтовый слой, по мощности сопоставимый с базальтовой корой континентов на догеосинклинальном этапе их развития. Именно этот слой явился фундаментом энсиматических геосинклиналей, а не слой типа современного базальтового в океанах. Причленяющееся к земной коре снизу базальтоидное тело, по-видимому, несколько расплывается, сокращаясь в толщине. Тем не менее его мощность столь значи-

тельна, что предшествующие и последующие добавки материала в результате дифференциации земной коры (сверху) и мантии (снизу) выглядят относительно скромными. В отдельных зонах через большие промежутки времени мощные поступления базальтоидного материала из мантии повторяются. Примером является образование корней гор в областях неоген-четвертичной активизации тектонических движений. Пространственное несовпадение неотектонических поднятий с древними структурными элементами, вероятно, обусловлено тем, что базальтовые астенолиты автономны в своем движении.

В некоторых случаях дифференциаты мантии не образуют базальтоидного тела или оно по каким-то причинам не может подняться в верхние горизонты мантии. Тогда материал поступает в земную кору через вулканические излияния, внутрикоровые и подкоровые инъекции [77; Мархинин Е. К., 1965 г. и др.]. Благоприятные условия дифференциации в глубинном очаге определяют большую пестроту материала по составу и широкое развитие андезитовых выплавок. Вероятно, таким образом сформировалась земная кора Гавайского поднятия.

Рассмотренные механизмы обеспечивают образование континентальной коры. Формирование океанической коры могло происходить иными путями. Очевидно, есть океаническая кора первичная и вторичная. Первичная кора, по представлениям одних исследователей, является продуктом серпентинизации или амфиболизации ультраосновного материала мантии, по предположению других — результатом накопления вулканогенного материала, в той или иной степени метаморфизованного. В первом случае формирование коры (литосферы в целом) связывается с раздвижением океанического дна в рифтовых зонах срединных хребтов при одновременном заполнении полости ультраосновным и основным материалом. Кора представляется тем древнее, чем дальше она отстоит от оси хребта [64 и др.]. Во втором случае за первопричину образования коры принимается излияние основных эффузивов [77]. Этот путь нам представляется более вероятным, но при этом надо полагать широкое проявление и андезитового магматизма. К первичной, видимо, относится кора на большей части акватории Тихого океана.

Вторичная океаническая кора является результатом разрушения или изменения континентальной коры при денудации, растяжении или метасоматической базификации [83]. Как было показано выше, сложный механизм изостазии может содействовать денудации вплоть до полного уничтожения гранитного и диоритового слоев и значительного утонения базальтового слоя. Подтверждением может служить огромная глубина денудационного среза на щитах древних платформ. Утонение или уничтожение каких-либо из слоев земной коры при ее растяжении представляется по-разному. Наиболее вероятно сокращение мощности при смещении по пологим сбросам [49]. Сомнительно уменьшение толщины коры вследствие пластической деформации при растяжении. Механизм пластического течения находится в явном противоречии и с физическими

свойствами земной коры, и с характером разрывной тектоники, и с формой структурных элементов в плане. Механизм метасоматической базификации предполагает центробежную миграцию мафических компонентов, что противоречит общей геохимической эволюции Земли. Если в каких-то аномальных случаях этот механизм и проявляется, то имеет, вероятно, узко локальное распространение. По-видимому, лишь денудационно-изостатические процессы приводят к образованию вторичной океанической коры на значительных площадях. Другие механизмы либо играют роль вспомогательных, либо развиваются локально.

Таким образом, земная кора эволюционирует от первично-океанической до континентальной, а затем до вторично-океанической. Не исключено, что вторично-океаническая стадия представляет собой лишь локально проявляющийся эпизод в направленном развитии коры от океанической к континентальной. Земная кора разновозрастна как в вертикальном, так и в латеральном направлении. Формирование континентальной коры начинается с образования континентального базальтового слоя в океанических условиях. Дальнейшее ее развитие тесно связано с процессами не только эндогенной, но и экзогенной дифференциации вещества.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В СВЕТЕ ГЛУБИННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Примеры решения петрологических проблем с использованием материалов глубинных исследований содержатся в работах В. В. Белоусова, Ю. М. Шейнманна, Г. С. Горшкова, Г. Н. Щербы, Х. Куно, А. Рингвуда и многих других геологов. Одним из наиболее признанных является вывод о подкоровом происхождении базальтовой и большей части андезитовой магм. Верхние горизонты мантии и базальтовый слой многие считают неблагоприятными для генерирования магмы [88 и др.], однако ряд петрологов придерживаются той точки зрения, что магма под влиянием различных причин может зарождаться практически на всех уровнях — от мантии до вулканогенно-осадочного слоя [Кузнецов Ю. А., Изох Э. П., 1969 г.; Маракушев А. А., Перчук Л. Л., 1975 г.; Щерба Г. Н., 1975 г.].

Давно известна зональность распространения вулканических и интрузивных горных пород по особенностям их химизма, морфологии тел и т. д. При сопоставлении данных о распределении магматических пород на земной поверхности со сведениями о глубинном строении земной коры устанавливается отчетливая корреляция между основностью магматических продуктов и глубиной залегания кровли соответствующего слоя. Например, в Прибалхашье широкое развитие средних и основных порфиритов и интрузий диоритов и гранодиоритов ассоциирует с поднятием и утолщением диоритового слоя. Рядом, в Токрауской и Успенской зонах, где диоритовый слой залегает глубже под более мощным гранитным слоем, среди магматических продуктов резко преобладают

кислые эффузивы и гранитные интрузии. В Рудном Алтае, Восточной Туве, Витимской зоне Забайкалья широкое распространение интрузий диоритов, габбро-диоритов и габбро сочетается с поднятиями кровли базальтового слоя и большой его мощностью. В Зайсанской складчатой системе приближение на юге к земной поверхности диоритового слоя повышенной основности сопровождается появлением крупных массивов диоритов. Базальтовые накопления Колумбийского плато (США) отмечают резкое повышение и утолщение базальтового слоя. На островных дугах Тихого океана андезитовый вулканизм ассоциирует с преимущественно диоритовой утолщенной земной корой.

Отмеченные соотношения между основностью магматических пород и глубинным строением наблюдаются практически повсеместно в области геосинклинальной складчатости и вообще в зонах высокой тектонической подвижности. Они находят наилучшее объяснение в том, что главными источниками магмы являются базальтовый, диоритовый и гранитный слои, в которых при определенных условиях возникают очаги расплава. Это не исключает поступления на земную поверхность и в верхние зоны коры значительного количества не только ультраосновной, основной, но и средней и отчасти кислой магмы из астенофера и криптоастенофера. Но эти глубинные источники, очевидно, эффективны лишь на определенных этапах развития земной коры (например, на платформенном или первично-океаническом) или в специфических условиях (в зонах Беньофа).

В настоящее время изучена объемная форма многих массивов гранитоидов и гранитных поясов. В сочетании с геологическими данными о соотношении интрузий с вмещающими толщами эти сведения однозначно указывают на образование большинства массивов из магмы, возникшей в результате переплавления вулканогенно-осадочных накоплений, близких по составу к гранодиоритам. Граниты и диориты, видимо, являются дифференциатами гранодиоритового расплава с добавлением некоторых компонентов из ювенильных источников. С таким представлением согласуются прямая зависимость между мощностью гранитного слоя и интенсивностью осадконакопления и обратная связь между мощностями гранитного и диоритового слоев в локальном плане. При этом просто решаются и проблема пространства при батолитообразовании, и гомодромность интрузивных пород на восходящей, антидромность — на нисходящей ветви геосинклинального (орогенного) магматизма, и резкое различие в морфологии интрузий гомодромного и антидромного рядов. Механизм образования камерного пространства, заполняемого кислой магмой, предложенный Г. Н. Щербой [1951 г.], весьма вероятен для ультракислых интрузий лейкократовых и аляскитовых гранитов типа акчатауских в Центральном Казахстане, но он неприложим к формированию большинства тел, составляющих Колдырма-Каркаралинский и Калбинский гранитные пояса в том же регионе.

Материалы глубинных исследований дают простое объяснение тому факту, что среди кислых изверженных пород преобладают интрузивные, а среди основных — эффузивные. Кислые палингенные магмы, образуя огромные по объему и площади тела с меньшей, чем у вмещающих пород, плотностью, перемещаются главным образом под действием гравитационных сил и в результате продвижения вверх фронта плавления. Эти же силы приводят к дифференциации расплава на более плотную — диоритовую и менее плотную — гранитную фракции. Гранитные массы залегают гипсометрически выше пород среднего состава; как следствие, средние породы реже вскрываются денудацией и поэтому меньше распространены на земной поверхности. Основные магмы, даже если они и имеют на глубине обширный фронт плавления, будучи более тяжелыми и тугоплавкими, не могут продвигаться вверх путем перемещения этого фронта. Они способны проникать в верхние горизонты коры и на земную поверхность лишь по узким трещинам и каналам под действием какого-либо принудительного механизма. Характер транспортировки магмы predetermined преимущественно эффузивные формы проявления основного магматизма.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕКТОНИКИ С ПОЗИЦИИ ГЛУБИННОЙ ГЕОЛОГИИ

Среди проблем геотектоники, которые до сих пор не имеют единого обоснованного решения, особо выделяются вопросы о причинах тектонических движений в земной коре и о том, какие движения — вертикальные или горизонтальные — являются первичными. Неясно, одной или разными причинами вызываются волнообразные движения в геосинклиналях и на платформах, резко разные по скорости и дифференцированности.

Н. А. Беляевский [1968 г.] отметил разнообразие соотношений между подошвой земной коры и кровлей ее консолидированной части. Эти соотношения практически сводятся к двум типам: изменение тектонической структуры с изменением мощности коры и коробление коры без изменения ее мощности. Соответственно выделяют два типа развития земной коры [Резанов И. А., Файтельсон А. Ш., 1973 г.]. Формирование тектонической структуры, сопровождаемое утолщением или утонением земной коры, характерно для геосинклинальных и платформенных прогибов и поднятий, для новейших структур, а также для многих океанических поднятий. Коробление коры без изменения ее мощности более свойственно океаническим структурам: глубоководным желобам, отдельным звеньям срединных океанических хребтов, отчасти талассосинеклизам и талассоантеклизам. Но такая деформация отмечена также в некоторых краевых прогибах и межгорных впадинах.

Наличие корней гор как у геосинклинальных, океанических, так и у платформенных поднятий при относительном утонении коры в прогибах, очевидно, свидетельствует о едином механизме

образования этих структурных элементов. Этот механизм действует с большой скоростью в геосинклиналях и областях сводово-глыбовых поднятий и в десятки раз медленнее — на платформах (и в океанах?). Мощность коры в поднятиях, за очень редкими исключениями, увеличивается благодаря утолщению базальтового слоя. Выше было показано, что видимый эффект утонения базальтового слоя на протяжении позднего неогена в действительности отражает главным образом неравномерность его роста в результате поступления базальтоидных дифференциатов из мантии [45]. Постоянный, но неравномерный, специфический для каждого типа структурно-генетических элементов приток мантийных дифференциатов и есть главная причина разнообразных волновых тектонических движений, сопровождающихся изменением мощности коры.

При короблении земной коры без перераспределения ее материала или добавления нового источник движений не проявляется столь отчетливо. Причиной тектонических движений в равной мере здесь могут быть и вертикальные движения астенолитов в верхней мантии, и тангенциальные усилия, порожденные конвекционными потоками или силами ротационного происхождения. Пример срединных океанических хребтов, в которых базальтоидное тело лишь частично разрушило отделяющую его от коры часть мантии [Мои-сеенко Ф. С., 1975 г.], убеждает в том, что наиболее вероятным источником движения и в этом случае является поднятие дифференциатов из мантии, но находящихся пока на большой глубине в мантии.

Таким образом, наиболее вероятным первоисточником тектонических движений, как и полагают В. В. Белоусов и многие другие авторы, является гравитационная дифференциация мантийного вещества, происходящая на разных уровнях, в разных режимах. Другие источники и причины тектонических движений либо играют вспомогательную роль (ротационные явления), либо действуют локально (сжатие, расширение, конвекция).

Из геологических данных следует, что геосинклинали закладывались в неогее как на сиалическом, так и на симатическом основании. Последнее обстоятельство породило представление о заложении если не всех, то большинства эвгеосинклиналей на океанической коре. Действительно, судя по основности материала, Уральская, Кордильерская и отдельные элементы других геосинклиналей развились на базальтоидном базисе. Однако земная кора в таких энсиматических геосинклиналях, как было показано выше, ко времени их заложения уже имела мощность в 3—4 раза больше, чем у базальтового слоя современной океанической коры. Следовательно, геосинклинали названного типа зарождались также не на океанической, хотя и на базальтовой, коре. Их заложению предшествовало формирование базальтовой коры континентального типа, протекавшее в структурно-генетических элементах, подобных срединным океаническим хребтам. По энергетическим и динамическим характеристикам срединные океанические хребты являются структурно-генетическим элементом геосинклинального

ряда, поэтому соответствующая стадия развития может рассматриваться как подготовительная к собственно геосинклинальной.

История геосинклинального развития земной коры — это история зарождения и формирования преимущественно ее надбазальтового отдела. Процессы метаморфизма и магматизации геосинклинальных накоплений достигают наивысшей интенсивности на мезогеосинклинальной стадии (субсеквентной стадии орогенного этапа, по А. А. Богданову), обычно сменяющей во времени эвгеосинклинальную. Усилившаяся в результате этих процессов гомогенность земной коры и потери тепла приводят к резкому охлаждению коры и снижению ее тектонической активности. Последующая тектоническая активизация коры обусловлена поступлением новых базальтоидных дифференциатов из мантии. Они не только наращивают земную кору снизу, но и приносят большое количество тепла, что повышает подвижность слагающего ее материала.

Как правило, поднятия и погружения, приводящие к образованию гор и разделяющих их впадин, связывают с одной из причин: движением мантийных дифференциатов, конвекционными токами, фазовыми превращениями и т. д. Из материалов глубинных исследований вытекает, что поднятия часто имеют полигенное происхождение. Их возникновение обусловлено изменением объема или перераспределением материала на ряде уровней, в разных слоях земной коры и в верхних горизонтах мантии. При этом одни изменения в коре связаны с синхронными поднятию процессами, другие были предопределены процессами далекого прошлого и представляют собой компенсацию когда-то возникших нарушений равновесия. Примером является Западный Саян, поднятие которого обусловлено и образованием базальтовых корней, и резко увеличенной мощностью диоритового слоя, и (на отдельных участках) изостатическим перемещением гранитного слоя. На этом примере видно, что одну и ту же работу одновременно выполняют разные механизмы: процесс дифференциации в мантии, изостатическое перемещение в коре и, вероятно, космические факторы, синхронизирующие действие разных механизмов.

Весьма вероятно, что наблюдаемая на новейших структурах многосторонность тектонического процесса характерна для подвижных зон литосферы любого возраста. Причем на ранних стадиях развития земной коры, в условиях ее более высокой проницаемости и пластичности, комплексы однонаправленно действующих механизмов могли быть еще многообразнее.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ С ПОЗИЦИЙ ГЛУБИННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

С целью повышения надежности прогноза месторождений полезных ископаемых уже давно ведутся поиски зависимостей между размещением месторождений и глубинным строением земной коры [Щерба Г. Н., Попов А. А., 1962 г.; Бекжанов Г. Р. и др., 1965 г.].

Установленные первоначально зависимости базировались обычно на очень мелкомасштабных и схематичных глубинных построениях, часто выполненных на основе двухслойной модели консолидированной коры. Поэтому в большинстве случаев они были пригодны только для выделения крупных металлогенических единиц типа провинций или зон, которые в основном уже открыты обычными геологическими методами. Практически при прогнозировании с успехом использовалась лишь отчетливая приуроченность редкометалльных месторождений к утолщениям гранитного слоя. Выявление зависимостей между строением земной коры и размещением месторождений, которые позволяли бы выделять рудные районы, поля, узлы и решать вопросы металлогении, стало возможным с выполнением сравнительно детальных глубинных построений по многослойной модели [Менакер Г. И., 1970 г.; Моисеенко Ф. С., 1967 г.].

Наиболее полно эти зависимости изучены на материалах по глубинному строению и размещению медных, редкометалльных и полиметаллических месторождений в Алтае-Саянской области [46; Моисеенко Ф. С., 1975 г.]. Месторождения тяготеют к районам с относительно узким интервалом мощностей слоев земной коры, причем модальные значения мощности несколько различаются для разных месторождений. Важнейшей характеристикой взаимосвязи между распределением масс земной коры и размещением рудных месторождений является величина

$$\mu = (m/n) (S_m/S_n)^{-1},$$

которая может быть названа коэффициентом, или мерой, связи; здесь m — число месторождений на площади S_m с некоторой мощностью слоя; n — общее число месторождений на площади района S_n .

Наиболее отчетлива приуроченность полиметаллических и редкометалльных месторождений к определенным интервалам мощностей условно-гранитного и диоритового слоев. При этом по значениям наиболее «продуктивных» мощностей слоев месторождения образуют три группы (рис. 80). Первую (меланократовую) составляют месторождения меди, вторую (мезократовую) — цинка, свинца и серебра, третью (лейкократовую) — вольфрама и олова. Для каждой последующей группы благоприятная мощность гранитного слоя больше, а диоритового меньше, чем для предыдущей. Месторождения молибдена по интервалу благоприятных мощностей условно-гранитного слоя занимают промежуточное положение между мезо- и лейкократовой группами, а по мощности диоритового слоя примыкают к месторождениям мезократового профиля. Мера связи μ с гранитным слоем очень высока для месторождений вольфрама и олова, значительна для меди, мала, хотя и достоверна, для цинка, свинца и серебра. Связь перечисленных элементов с диоритовым слоем аналогична, но у меди она слабее, чем с гранитами. Молибден имеет невысокую степень связи как с гранитным, так и с диоритовым слоем.

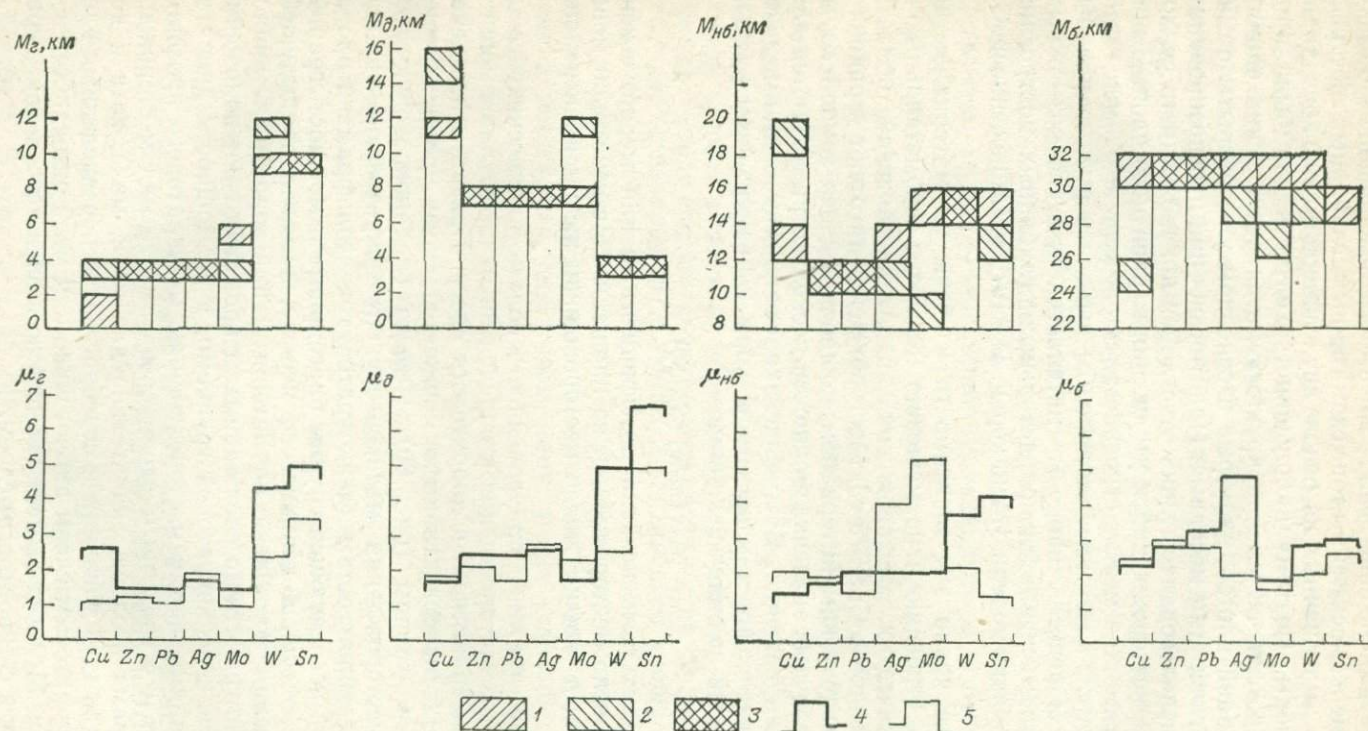


Рис. 80. Диаграммы наиболее «продуктивных» интервалов мощностей условно-гранитного $M_{г}$, диоритового $M_{д}$, базальтового $M_{б}$ слоев земной коры и ее надбазальтового отдела $M_{нб}$ и соответствующих им коэффициентов связи μ [46].

Мощности слоев, соответствующие наибольшему значению μ : 1 — для месторождений, 2 — для рудопроявлений, 3 — для месторождений и рудопроявлений; коэффициенты связи: 4 — для месторождений, 5 — для рудопроявлений.

По отношению к общей мощности надбазальтовой части коры месторождения группируются несколько иначе. Молибден здесь оказался уже полностью в группе лейкократовых элементов. Для всех перечисленных металлов, кроме олова, наиболее благоприятен один и тот же интервал мощности базальтового слоя: 30—32 км; олово отчетливо тяготеет к диапазону 28—30 км.

По зависимости с отношением мощностей условно-гранитного и диоритового слоев месторождения Алтае-Саянской области очень резко разделяются на две группы: мезократовую (медь, цинк, свинец, серебро) и лейкократовую (вольфрам, олово). Первая приурочена к районам, где мощность условно-гранитного слоя почти в 2 раза меньше, чем диоритового; вторая располагается на участках с мощностью гранитного слоя, в 4—5 раз превышающей мощность диоритового. При этом коэффициент связи месторождений вольфрама и олова с «продуктивным» значением указанного отношения в 25—85 раз больше, чем у полиметаллов. Месторождения серебра и молибдена наиболее тесно связаны с участками, на которых мощности гранитного и диоритового слоев равны. Однако наибольшее число месторождений, при меньшей мере связи, приурочено к районам, где диоритовый слой в 2 раза мощнее гранитного. Отмечается закономерное распределение месторождений также и по отношению мощностей надбазальтовой части коры и базальтового слоя.

Распределение рудопроявлений перечисленных металлов обнаруживает и черты сходства и черты различия с поведением месторождений. По сочетанию благоприятных мощностей и надежности связи выделяются три типа соотношений рудопроявлений с месторождениями. При совпадении для них интервалов мощностей одного и того же слоя и при надежной связи μ наблюдается «сопутствие» рудопроявлений месторождениям. В случае слабой меры связи для рудопроявлений можно говорить о «сопровождении» месторождений рудопроявлениями. Различие благоприятных мощностей свидетельствует о расхождении в размещении этих объектов. Рудопроявления сопутствующие являются признаком близкого расположения соответствующих месторождений. Рудопроявления сопровождающие также представляют поисковый признак на месторождение, но при менее тесной пространственной связи между ними. Третий тип соотношений — расхождение — означает, что поиски месторождений по наличию рудопроявлений того же металла малоперспективны.

Выявленные зависимости позволяют по мощностям гранитного и диоритового слоев и по их отношениям выделять районы, перспективные на поиски месторождений не только групп, но и отдельных металлов. Прогнозные площади при этом могут быть локализованы до рудных районов, полей и узлов. Большинство месторождений (60—85 %) приурочено к сравнительно узким интервалам мощности слоев (2—4 км) и отношений (0,2—0,4). Такие интервалы характерны для 15—50 % территории региона и вполне могут служить поисковыми признаками. Наиболее благо-

приятны районы с оптимальными мощностями слоев или их отношениями, имеющие к тому же наибольшую меру связи с месторождениями. Но перспективными, хотя и с меньшей эффективностью поисков, являются интервалы рассматриваемых параметров, соответствующие большому числу месторождений при сравнительно малой мере связи.

Свойства земной коры неравноценны в поисковом отношении даже при одинаковых значениях формальных критериев. Высшую поисковую значимость имеют те особенности коры, с которыми месторождения связаны генетически как с рудогенерирующими. Поисковая ценность признаков максимально раскрывается при их комплексном применении. Предварительное установление характера связей в системе «месторождения — элемент земной коры» является залогом, что использование этих связей для прогноза поисков будет эффективным.

Какова природа связей месторождений с глубинным строением?

Рост числа месторождений с утолщением того или иного слоя может быть обусловлен либо тем, что сам слой является источником рудного вещества, либо парагенетической связью увеличения мощности слоя и рудогенеза. Тесная пространственная ассоциация обоих признаков, очевидно, отражает их генетическую связь. Приуроченность большинства месторождений к утонениям какого-то слоя объясняется частичным вытеснением масс этого слоя при перераспределении материала в смежных слоях или тем, что генерация руд обеспечивается нижележащим слоем и концентрация месторождений отражает степень денудации вмещающих пород. Например, тесная связь редкометалльных месторождений с локальными утонениями диоритового слоя обусловлена выдавливанием этого слоя из-под скоплений гранитного материала и является наведенной. Связь же медных месторождений с участками малой мощности условно-гранитного слоя объясняется их зависимостью от приближения к земной поверхности рудогенерирующих масс и от глубины эрозионного среза.

Тяготение месторождений к районам средних значений мощности слоя (а не максимальных и не минимальных!), вероятнее всего, обусловлено их соответствием оптимальному расстоянию зоны рудообразования от рудомобилизующих очагов. Например, месторождения свинца и цинка в большинстве своем располагаются в районах с глубиной залегания базальтового слоя 10—14 км, они очень малочисленны при больших глубинах и еще более редки при глубинах менее 10 км. Месторождения меди, серебра, вольфрама и олова, хотя и придерживаются значительных глубин залегания кровли базальтового слоя, практически избегают районов с глубинами до нее более 18 км.

Таким образом, характер соотношения рудных месторождений с мощностью и глубиной залегания слоев отражает зависимость месторождений от массы рудогенерирующего объекта, от положения рудомобилизующего очага, а также от степени эродированности рудовмещающих образований. Геологический смысл меры

связи различен. При учете дополнительных данных этот коэффициент может служить показателем: 1) генетической связи месторождений с определенными особенностями строения земной коры, 2) удаленности месторождений от источников рудного материала или очагов его мобилизации, 3) локализации или рассеяния рудного материала в различных слоях земной коры, 4) присутствия в исследуемой группе месторождений разного генезиса. Характерно, что для каждой геохимической группы металлов коэффициент связи наиболее четко отражает лишь некоторые из перечисленных металлогенических качеств. Например, высокие значения коэффициента для месторождений вольфрама и олова обусловлены их связью с локальными утолщениями гранитного слоя и близостью к источникам рудного вещества. Низкие значения меры связи у месторождений меди объясняются, видимо, региональной зараженностью медью пород надбазальтовой части коры, а у месторождений молибдена — полифильностью этого металла и полигенностью месторождений.

Отмеченные зависимости могут быть использованы для решения вопросов металлогении. Например, выявляется генетическая связь месторождений вольфрама и олова с условно-гранитным слоем, меди, свинца, серебра, цинка — с диоритовым (серебра — отчасти и с условно-гранитным). Таким образом, результаты глубинных исследований могут явиться серьезной основой для достаточно детальных прогнозов на поиски рудных месторождений, а также для решения проблемы источников рудного материала, очагов мобилизации рудного вещества, его миграции и т. д. Возможность прогноза месторождений нефти, газа, угля и руд отчетливо осадочного генезиса на базе глубинных исследований еще не выяснена.

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЛУБИННОЙ ГЕОЛОГИИ

I. Важнейшей проблемой глубинной геологии является повышение надежности и достижение однозначности данных о строении и состоянии земной коры и мантии на разных уровнях. Решение этой проблемы можно ускорить, если установить действительные возможности каждого из методов глубинных геологических исследований в конкретных геологических условиях и усовершенствовать сами методы изучения глубин. Методика, очевидно, будет существенно различаться в зависимости от задач и от специфики регионов, она, несомненно, должна быть комплексной и строиться не на подчинении одних методов другим, а на их взаимодополняемости и взаимоконтроле. Главную роль при этом еще долго будут играть геологические, геофизические и петрофизические методы, придавая исследованиям отчетливый геолого-геофизический профиль. Органическое переплетение методов, привлечение параметров одного из них при интерпретации результатов другого — необходимые черты методики работ. Путь суммирования или сопоставления сведений, полученных каждым методом индивидуально,

малоперспективен. В дальнейшем существенное значение в глубинных исследованиях должно приобрести сверхглубокое бурение. Имеющиеся единичные скважины глубиной 7—10 км дают много интересных сведений, но, поставляя отрывочные данные о сложной структуре земной коры, они вряд ли обеспечат решение кардинальных вопросов геологии.

II. Геолого-геофизические материалы рисуют как наиболее вероятный вариант слоистую, а точнее слоисто-глыбовую, земную кору, в которой каждый нижеследующий слой имеет более высокие значения плотности и скорости. Однако уже давно появляются сейсмические разрезы, на которых слои с высокой граничной скоростью в кровле характеризуются относительно низкой пластовой скоростью. Если это не следствие погрешностей обработки сейсмических материалов, можно полагать, что зоны инверсии скорости в земной коре представляют собой обычное явление. В сочетании с частым изменением разреза коры в латеральном направлении это может рассматриваться как отражение ее слоисто-вкрапленного (слоисто-линзового) строения. Земная кора, вероятно, состоит из блоков, сложенных линзами и клиньями пород разного состава. В общем выдерживается повышение основности с глубиной, однако оно нередко нарушается включениями линз более кислых пород. Подобная картина строения земной коры более предпочтительна, чем слоистая модель, но она нуждается в обосновании.

III. Тектонические структуры континентов нередко срезаются материковым склоном, но их продолжение в морском дне геофизическими работами не регистрируется. Что является причиной их «исчезновения»: недостаточная детальность геофизических исследований, глубокая денудация структур до погружения или процессы метасоматической базификации? Формируется ли вторичная океаническая кора на суше, идет ли этот процесс одновременно с погружением коры или после него? Для ответа на эти вопросы необходимо детальное изучение структуры дна молодых морей.

IV. Геосинклиналильные вулканогенно-осадочные накопления, являющиеся основным материалом для надбазальтового отдела земной коры, превращаются в ее слои в результате интенсивного метаморфизма и магматизации. Значение этих процессов, их относительная роль и механизм почти не изучены. В частности, остаются неизвестными масштабы, режим, характер возникновения и размещение очагов магматизации. Неясно, является ли магматизация сквозной и региональной или локализуется на определенных уровнях, захватывая лишь отдельные участки одного-двух слоев. Весьма различны суждения о роли ювенильного магматического материала в процессе магматизации вулканогенно-осадочных толщ. Для выяснения этих вопросов необходимы детальные глубинные исследования в регионах с разной геологической историей и разным режимом тектонического развития.

С проблемой магматизации непосредственно связаны вопросы магматической и метаморфической дифференциации вещества зем-

ной коры. Является ли дифференциация сплошной и одновременной на территории региона либо тектонической зоны или этот процесс носит островной характер и разновременен даже в пределах одного тектонического элемента? Является ли режим дифференциации ступенчатым во времени и пространстве, как это представляет Г. Н. Щерба? Какую роль в процессе дифференциации играют магматические и флюидно-газовые инъекции из нижележащих слоев? На все эти вопросы пока нет однозначных ответов.

V. Сведения о состоянии вещества мантии основываются на расчетах ее вязкости, на определениях по точкам и профилям сейсмических характеристик мантии (скорость и амплитуда волн, их затухание, добротность и т. п.), на закономерностях сейсмичности Земли, на данных о современных тектонических движениях и об изостатическом состоянии земной коры. По характеру современных и древних тектонических движений можно предполагать, что мантия практически повсеместно обладает некоторой пластичностью, однако значения скорости пластического течения в ней различаются на один-два порядка в разных тектонических зонах. Пластичность мантии явно не одинакова в геосинклиналях, поясах неотектонических поднятий, островных дугах и срединных океанических хребтах, с одной стороны, на платформах и талассократонах — с другой. Вероятно, сплошных геосфер с одинаково высокой пластичностью в Земле нет. Астенофер и криптоастенофер далеко не везде и не всегда находятся в состоянии, допускающем интенсивное перемещение астенолитов. Какова степень развития астенолитов разной пластичности и подвижности, каковы закономерности их распространения не только в глобальном, но и в региональном плане — таковы основные направления изучения мантии.

Исключительно важен вопрос о существовании, а точнее о масштабах, горизонтальной конвекции в мантии. Конвективные течения, перемещающие гигантские литосферные плиты, маловероятны: тепловой поток, проявляя отчетливую зависимость от тектонической активности коры, не реагирует на положение восходящей или нисходящей ветви предполагаемых конвективных течений.

VI. Глубинные геологические исследования в конечном итоге направлены на создание основы для прогноза глубоко залегающих месторождений, не проявляющихся на земной поверхности. Полученные к настоящему времени результаты практического характера относятся к близповерхностным месторождениям. Термодинамическая обстановка больших глубин может резко изменить пространственные и химические параметры месторождений и даже сделать невозможным их существование глубже некоторого критического уровня. Вследствие этого должны стать другими и глубинные прогнозно-поисковые критерии. Чтобы выяснить, какие преобразования могут испытывать рудные месторождения различных металлов с увеличением глубины и до какого уровня они могут быть распространены, также необходимы соответствующие исследования.

Таковы лишь некоторые из проблем глубинной геологии.

ЕДИНИЦЫ ФИЗИЧЕ

Величина	Обозначение	Еди	
		СИ	
Ускорение свободного падения (первая производная потенциала притяжения)	g	м/с ² (метр на секунду в квадрате)	
Градиент ускорения свободного падения (вторая производная потенциала притяжения)		1/с ² (секунда в минус второй степени)	
Частота периодического процесса	ν, f	Гц (герц)	
Плотность	σ, ρ	кг/м ³ (килограмм на кубический метр)	
Сила (сила тяжести)	G, F	Н (ньютон)	
Давление	p	Па (паскаль)	
Динамическая вязкость	η, μ	Па·с (паскаль-секунда)	
Температура	T, t	К (кельвин)	
Температурный градиент (геотермический градиент)	grad T , grad t	К/м (кельвин на метр)	

СКИХ ВЕЛИЧИН

ица		Соотношение единиц
СГС, СГСМ	Внесистемная	
<p>см/с² (сантиметр на секунду в квадрате)</p> <p>1/с² (секунда в минус второй степени)</p> <p>Гц (герц)</p>	<p>гал</p> <p>Э (этвеш)</p>	<p>1 см/с² = 1 · 10⁻² м/с² 1 гал = 1 · 10⁻² м/с²</p> <p>1 Э = 1 · 10⁻⁹ 1/с²</p>
<p>г/см³ (грамм на кубический сантиметр)</p> <p>дин (дина)</p> <p>дин/см² (дина на квадратный сантиметр)</p> <p>П (пуаз)</p>	<p>кгс (килограмм-сила)</p> <p>бар ат (атмосфера техническая) кгс/см² (килограмм-сила на квадратный сантиметр)</p>	<p>1 г/см³ = 1 · 10³ кг/м³</p> <p>1 дин = 1 · 10⁻⁵ Н 1 кгс = 9,81 Н</p> <p>1 дин/см² = 0,1 Па 1 бар = 1 · 10⁵ Па 1 ат ≈ 9,8 · 10⁴ Па 1 кгс/см² ≈ 9,8 · 10⁴ Па</p> <p>1 П = 0,1 Па · с</p>
<p>К (кельвин)</p> <p>К/см (кельвин на сантиметр)</p>	<p>°С (градус Цельсия)</p> <p>°С/м (градус Цельсия на метр)</p>	<p>t_ц = T_к - 273,15 К Δ1 °С = Δ1 К</p> <p>1 К/см = 1 · 10² К/м 1 °С/м = 1 К/м</p>

Величина	Обозначение	Едини	
		СИ	
Количество теплоты	Q	Дж (джоуль)	
Тепловой поток (мощность теплового потока)	Φ	Вт (ватт)	
Поверхностная плотность теплового потока	q	Вт/м ² (ватт на квадратный метр)	
Теплопроводность	λ	Вт/(м·К) (ватт на метр-кельвин)	
Температуропроводность	a	м ² /с (квадратный метр на секунду)	
Магнитная индукция	B	Тл (тесла)	
Напряженность магнитного поля	H	А/м (ампер на метр)	
Намагниченность	J	А/м (ампер на метр)	
Магнитная восприимчивость	χ	ед. СИ	
Абсолютная диэлектрическая проницаемость	ϵ_a	Ф/м (фарад на метр)	
Относительная диэлектрическая проницаемость	ϵ	Безразмерная	
Удельное электрическое сопротивление	ρ	Ом·м (ом-метр)	
Удельная электрическая проводимость	γ, σ	См/м (сименс на метр)	

вида		Соотношение единиц
СГС, СГСМ	Внесистемная	
эрг	кал (калория)	1 эрг = $1 \cdot 10^{-7}$ Дж 1 кал $\approx 4,19$ Дж
эрг/с (эрг в секунду)	кал/с (калория в секунду)	1 эрг/с = $1 \cdot 10^{-7}$ Вт 1 кал/с $\approx 4,19$ Вт
эрг/(с·см ²) (эрг в секунду на квадратный сантиметр)	кал/(с·см ²) (калория в секунду на квадратный сантиметр)	1 эрг/(с·см ²) = = $1 \cdot 10^{-3}$ Вт/м ² 1 кал/(с·см ²) \approx $\approx 4,19 \cdot 10^4$ Вт/м ²
эрг/(с·см·К) (эрг в секунду на сантиметр-кельвин)	кал/(с·см·°С) (калория в секунду на сантиметр-градус Цельсия)	1 эрг/(с·см·К) = = $1 \cdot 10^{-5}$ Вт/(м·К) 1 кал/(с·см·°С) \approx $\approx 4,19 \cdot 10^2$ Вт/(м·К)
см ² /с (квадратный сантиметр на секунду)		1 см ² /с = $1 \cdot 10^{-4}$ м ² /с
Гс (гаусс)		1 Гс = $1 \cdot 10^{-4}$ Тл
Э (эрстед)	гамма	1 Э = $1 \cdot 10^3/(4\pi)$ А/м \approx $\approx 79,58$ А/м 1 гамма = $1 \cdot 10^{-5}$ Э \approx $\approx 7,96 \cdot 10^{-4}$ А/м
ед. СГС		1 СГС = $1 \cdot 10^3$ А/м
ед. СГС		1 СГС = 4π СИ \approx $\approx 12,57$ СИ
ед. СГС		1 СГС $\approx 8,85 \cdot 10^{-12}$ Ф/м
ед. СГС	Ом·мм ² /м (ом-квадратный миллиметр на метр)	1 СГС $\approx 8,99 \cdot 10^9$ Ом·м 1 Ом·мм ² /м = = $1 \cdot 10^{-6}$ Ом·м
ед. СГС	м/(Ом·мм ²) (метр на ом-квадратный миллиметр)	1 СГС $\approx 1,11 \cdot 10^{-10}$ См/м 1 м/(Ом·мм ²) = = $1 \cdot 10^6$ См/м

**МНОЖИТЕЛИ И ПРИСТАВКИ ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДЕСЯТИЧНЫХ
КРАТНЫХ И ДОЛЬНЫХ ЕДИНИЦ**

10^{12}	тера (Т)	10^{-1}	деци (д)
10^9	гига (Г)	10^{-2}	санти (с)
10^6	мега (М)	10^{-3}	милли (м)
10^3	кило (к)	10^{-6}	микро (мк)
10^2	гекто (г)	10^{-9}	нано (н)
10^1	дека (да)	10^{-12}	пико (п)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович И. И., Клушин И. Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л., Недра, 1978. 375 с.
2. Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., Наука, 1966. 138 с.
3. Байкальский рифт/Под ред. Н. А. Флоренсова. Новосибирск, Наука, 1975. 131 с.
4. Батюшкова И. В. Внутреннее строение Земли (эволюция представлений). М., Наука, 1966. 194 с.
5. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., Наука, 1966. 123 с.
6. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., Наука, 1968. 355 с.
7. Беллевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., Недра, 1974. 279 с.
8. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., Недра, 1967. 303 с.
9. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., Мир, 1974. 373 с.
10. Вариации естественного электромагнитного поля и их связь с электропроводностью земных недр/Н. В. Липская, М. С. Бабушников, Н. П. Владимиров и др. Минск, Наука и техника, 1972. 157 с.
11. Верхняя мантия Земли. М., Мир, 1964. 422 с.
12. Верхняя мантия. М., Мир, 1975. 310 с.
13. Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., Недра, 1973. 208 с.
14. Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М., Сов. радио, 1975. 266 с.
15. Галдин Н. Е. Физические свойства глубинных метаморфических и магматических пород при высоких давлениях и температуре. М., Недра, 1977. 125 с.
16. Геофизические исследования земной коры. Докл. сов. геологов на XXV сессии МГК. М., Недра, 1976. 160 с.
17. Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., Наука, 1977. 150 с.
18. Глубинное сейсмическое зондирование/Под ред. Ш. Е. Есенова. Алма-Ата, Наука, 1973. 255 с.
19. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Госгеолтехиздат, 1962. 495 с.
20. Глубинное строение восточной части Русской платформы/Под ред. И. В. Лучицкого. М., Наука, 1977. 124 с.
21. Глубинное строение Кавказа/Под ред. Б. А. Петрушевского. М., Недра, 1966. 163 с.
22. Глубинное строение Приморья/В. В. Аргентов, Г. С. Гнибиденко, А. А. Попов, С. В. Потапьев. М., Наука, 1976. 90 с.
23. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия/В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев. Новосибирск, Наука, 1975. 271 с.
24. Гольдшмидт В. И. Региональные геофизические исследования и методика их количественного анализа. М., Недра, 1979. 219 с.
25. Гутенберг Б. Физика земных недр. М., Инostr. лит., 1963. 263 с.
26. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., Недра, 1967. 280 с.

27. *Жданов М. С., Шрайбман В. И.* Корреляционный метод разделения геофизических аномалий. М., Недра, 1973. 128 с.
28. *Земная кора* восточной части Балтийского щита/К. О. Кратц, В. А. Глебовицкий, Р. В. Былинский и др. Л., Наука, 1978. 232 с.
29. *Земная кора и верхняя мантия*. М., Мир, 1972. 640 с.
30. *Земная кора* сейсмоопасных зон. М., Наука, 1973. 168 с. (Верхняя мантия, № 11).
31. *Земная кора и верхняя мантия Средней Азии/Под ред. И. Х. Хамрабаева, М., Наука, 1977. 211 с.*
32. *Земная кора* складчатых областей юга Сибири/Под ред. Э. Э. Фотиади. Новосибирск, Наука, 1969. 308 с. 1971. 240 с. (СО АН СССР).
33. *Изостазия/Под ред. М. Е. Артемьева, М., Наука, 1973. 158 с.*
34. *Исландия и срединно-океанический хребет/Под ред. В. В. Белоусова, А. В. Горячева, М., Наука, 1977. 195 с.*
35. *Исследования* физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах/Ред. М. П. Воларович, Х. Штиллер. Киев, Наукова думка, 1978. 220 с.
36. *Косминская И. П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., Наука, 1968, 227 с.
37. *Кутас Р. И.* Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев, Наукова думка, 1978. 148 с.
38. *Лебедев В. И.* Некоторые закономерности строения вещества земной коры и мантии в свете новой системы ионно-атомных радиусов.— В кн.: *Очерки современной геохимии и аналитической химии*. М., Наука, 1972, с. 225—233.
39. *Логачев А. А., Захаров В. П.* Магниторазведка. Л., Недра, 1973. 331 с.
40. *Лук А. А.* Строение верхней мантии Земли вдоль профиля Памир—р. Лена.— *Сов. геология*, 1966, № 2, с. 106—117.
41. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968. 279 с.
42. *Методика* и результаты комплексных глубинных геофизических исследований/Под ред. И. С. Вольвовского. Л., Недра, 1969. 277 с.
43. *Милотина Е. Н.* Сейсмические исследования верхней мантии. М., Наука, 1976. 135 с.
44. *Моисеенко Ф. С.* Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, Наука, 1969. 206 с.
45. *Моисеенко Ф. С.* Корреляционные связи между глубинным и приповерхностным строением земной коры в южном горном обрамлении Сибири и некоторые следствия из них.— *Вестн. Ленингр. ун-та. Геология, география*, 1970, № 2, вып. 2, с. 27—41.
46. *Моисеенко Ф. С., Есиков Н. П.* Глубинное строение земной коры и размещение рудных месторождений в Алтае-Саянской области.— *Вестн. Ленингр. ун-та. Геология, география*, 1974, № 6, с. 5—18, № 12, с. 5—19.
47. *Моисеенко У. И., Соколова Л. С., Истомин В. Е.* Электрические и тепловые свойства горных пород. Новосибирск, Наука, 1970. 68 с.
48. *Никольский Ю. И., Милай Т. А., Коган Л. З.* Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа. Л., Недра, 1975. 216 с.
49. *Новая глобальная тектоника (тектоника плит)/Ред. Л. П. Зоненшайн, А. А. Ковалев, М., Мир, 1974. 472 с.*
50. *Окраины континентов и островные дуги/Ред. У. Пул, М., Мир, 1970. 368 с.*
51. *Павленкова Н. И.* Волновые поля и модель земной коры. Киев, Наукова думка, 1973. 220 с.
52. *Пархоменко Э. И.* Электрические свойства горных пород. М., Наука, 1965. 164 с.
53. *Перчук Л. Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., Наука, 1973. 318 с.
54. *Петрология* верхней мантии. М., Мир, 1968. 335 с.
55. *Поляк Б. Г., Кротоцкий П. Н., Макаренко Ф. А.* Основные проблемы геоэнергетики.— *Труды Моск. о-ва испытателей природы*, 1972, т. 46, с. 7—21.
56. *Померанцева И. В., Мозженко А. Н.* Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля». М., Недра, 1977. 256 с.

57. *Потапов С. В.* Ависейсмические исследования земной коры. М., Наука, 1977. 170 с.
58. *Природа твердой Земли*/Ред. Ю. Робертсон. М., Мир, 1975. 275 с.
59. *Проблемы строения земной коры и верхней мантии*/В. А. Магницкий, Н. А. Беляевский, И. С. Вольвовский. М., Наука, 1970. 293 с. (Верхняя мантия, № 7).
60. *Рокитянский И. И.* Геофизические методы магнитовариационного зондирования и профилирования. Киев, Наукова думка, 1972. 266 с.
61. *Ронов А. А., Ярошевский А. А.* Новая модель химического строения земной коры.— *Геохимия*, 1976, № 12, с. 1763—1796.
62. *Сейсмические исследования земной коры Памира и южного Тянь-Шаня (1973—1974 гг.)*/Под ред. И. С. Вольвовского, И. Х. Хамрабаева. М., Наука, 1977. 68 с.
63. *Сейсмические свойства границы Мохоровичича*/Под ред. Н. И. Давыдовой. М., Наука, 1972. 121 с.
64. *Сейсмическое районирование СССР*. М., Наука, 1967. 476 с.
65. *Синицын В. М.* Сналь (историко-генетические аспекты). Л., Недра, 1972. 167 с.
66. *Скоростные разрезы верхней мантии по материалам ГСЗ на суше*/А. В. Егоркин, В. З. Рябой, Л. Н. Старобинец, В. С. Дружинин.— *Физика Земли*, 1977, № 7, с. 27—41.
67. *Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З.* Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979. 191 с.
68. *Современная техника сверхвысоких давлений*. М., Мир, 1964. 367 с.
69. *Справочник физических констант горных пород*/Ред. С. Кларк, мл. М., Мир, 1969. 543 с.
70. *Стейси Ф.* Физика Земли. М., Мир, 1972. 343 с.
71. *Строение земной коры в Западной Сибири (по результатам ГСЗ)*/Н. Н. Пузырев, С. В. Крылов. Новосибирск, 1974. 84 с. (Ин-т геологии и геофизики Сиб. отд-ния АН СССР).
72. *Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов*/Под ред. Н. А. Беляевского. М., Наука, 1973. 110 с.
73. *Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований*/Ред. В. Б. Соллогуб. Киев, Наукова думка, 1977. 310 с.
74. *Строение земной коры центральной и юго-восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии)*/Ред. В. Б. Соллогуб, Д. Просен, Г. Милитцер. Киев, Наукова думка, 1971. 286 с.
75. *Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке*. М., Наука, 1969, с. 6—65.
76. *Строение континентальной земной коры на территории СССР*. Л., Недра, 1974. 112 с. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Вып. 211).
77. *Сычев П. М.* Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М., Наука, 1979. 208 с.
78. *Тектоносфера Земли*/Под ред. В. В. Белоусова. М., Наука, 1979. 531 с.
79. *Тепловой режим недр СССР*. М., Наука, 1970. 224 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 218).
80. *Тулина Ю. В., Ярошевская Г. А.* Внутренняя структура земной коры. М., Наука, 1976. 136 с.
81. *Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., Наука, 1972. 394 с. (Тихий океан).
82. *Упругие свойства горных пород при высоких давлениях*/Т. С. Лебедев, Д. В. Корниец, В. И. Шаповал, В. А. Корчин. Киев, Наукова думка, 1972. 184 с.
83. *Уравнение состояния космохимических веществ и строение больших планет*/В. Н. Жарков, В. П. Трубицын, И. А. Царевский, А. Б. Макалкин.— *Физика Земли*, 1974, № 10, с. 7—18.
84. *Ушаков С. А.* Строение и развитие Земли. М., 1974. 268 с. (ВИНИТИ. Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. Т. 1).
85. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых*. Справочник геофизика/Под ред. Н. Б. Дортман. М., Недра, 1976. 527 с.
86. *Физические свойства, состав и строение верхней мантии*. М., Наука, 1974. 112 с.

87. *Фотиади Э. Э.* Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1958. 244 с. (Труды ВНИИГеофизики. Вып. 4).

88. *Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968. 231 с.

89. *Шерба Г. Н.* Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, Наука, 1970. 183 с.

90. *Berry N. J., Fuchs K.* Crustal structure of the Superior and Grenville Provinces of the Northeastern Canadian Shield.—Bull. Seism. Soc. Amer., 1973, v. 63, N 4, p. 1393—1432.

91. *Choudhury M., Giese P., Visintini G.* Crustal structure of the Alps; some general features from explosion seismology.—Boll. Geof. Teor. Appl., 1971, v. 13, N 51—52, p. 211—240.

92. *Continuous* seismic reflection profiling of the deep basement, Hardeman County, Texas/J. Oliver, M. Dobrin a. o.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, v. 87, N 11, p. 1537—1546.

93. *Ewing M., Hawkins L. V., Ludwig W. J.* Crustal structure of the Coral Sea.—J. Geoph. Res., 1970, v. 75, N 11, p. 1953—1962.

94. *Giese P.* Versuch einer Gliederung der Erdkruste in Nördlich-Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions—Laufzeitkurven sowie eine geologische Deutung. Inst. Meteorol. u. Geof. FU. Berlin, 1968, Bd. 1, H. 2. 214 S.

95. *Sapin M., Prodehl C.* Long range profiles in Western Europe, 1: crustal structure between the Bretagne and the Central Massif of France.—Ann. Geophys. 1973, t. 29, fasc. 1, p. 127—145.

96. *Structure* of the Kashmir Himalaya from deep seismic soundings/K. L. Kaila, V. G. Krishna a. o.—J. Geol. Soc. India, 1978, v. 19, N 1, p. 1—20.

97. *The Earth* beneath the continents.—In: Geophys. Monograph, 10/J. S. Steinhart, T. J. Smith. Washington, Amer. Geophys. Union, 1966, p. 141—152.

98. *The rift* structure of the crust and upper mantle beneath the Rhinegraben St. Mueller, E. Peterschmitt. a. o.—The Rhinegraben progress report 1967, H 6. 1967, S. 108—113.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Предмет и задачи глубинной геологии	7
Обособление глубинной геологии как следствие развития геологической науки и потребностей народного хозяйства	—
Содержание глубинных исследований	9
Представления о внутреннем строении Земли в догеофизический период	11
Глава II. Методы исследования земной коры и верхней мантии	16
Геологические методы	—
Геохимические методы	25
Физические методы	29
Петрофизические методы	34
Скорость сейсмических волн в горных породах	—
Плотность горных пород	36
Магнитные свойства горных пород	40
Электрические свойства горных пород	43
Петрофизика высоких давлений и температур	45
Физические свойства горных пород по данным динамических исследований	54
Геофизические методы	56
Сейсмические методы	—
Гравиметрический метод	63
Магниторазведочный метод	68
Использование качественных особенностей гравитационного и магнитного полей	71
Электроразведочные методы	75
Геотермические методы	77
Геолого-геофизические методы	79
Соотношение различных методов при глубинных исследованиях	93
Глава III. Статика земных глубин	97
Современная модель Земли	—
Мантия Земли	101
Нижняя мантия (слой <i>D</i>)	102
Верхняя мантия (слои <i>B</i> и <i>C</i>)	—
Состав мантии	110
Земная кора	118
Внутреннее строение земной коры по сейсмическим данным	119

Строение земной коры по независимым геолого-геофизическим данным	132
Проблема сопоставимости материалов	135
Общая картина строения земной коры	139
Представления о составе земной коры и природе сейсмических границ	142
Строение земной коры и верхней мантии в некоторых регионах мира	151
Складчатые области и некоторые моря Евразии	152
Общие черты глубинного строения территории СССР	—
Складчатые области СССР	155
Складчатые области зарубежной Европы	170
Складчатые области Северной Америки	173
Складчатый пояс Запада Северной Америки	—
Складчатая система Аппалачей	175
Платформы	176
Восточно-Европейская (Русская) платформа	—
Сибирская платформа	178
Западно-Сибирская плита	179
Туранская плита	181
Северо-Американская платформа	182
Сравнительная характеристика строения земной коры складчатых областей и платформ	183
Океаны	184
Тихий океан	—
Атлантический океан	189
Индийский океан	192
Мантия океанических акваторий	193
Связь между глубинным и приповерхностным строением земной коры	195
Сопоставляемые параметры	—
Общие зависимости между глубинным и приповерхностным строением земной коры	196
Некоторые зависимости между глубинным и приповерхностным строением земной коры по данным детальных работ	202
Глава IV. Динамика земных глубин	206
Сейсмичность	—
Пространственное размещение эпицентров и очагов землетрясений	—
Закономерности сейсмических явлений во времени	211
Напряжения в очагах землетрясений	212
Землетрясения и геологические структуры	214
Строение и состояние глубинных зон Земли	216
Изостазия	218
Изостатические аномалии	219
Многоярусность изостатических уровней	222
Значение изостазии для познания глубинного строения и процессов развития земной коры	225
Тепловое поле	228
Теплота в энергетическом балансе Земли	—
Источники тепла	229
Распределение тепла в верхних зонах земной коры	232
Геотермическая характеристика тектонических элементов	234
Распределение тепла в недрах Земли	235
Соотношение теплового поля с другими геофизическими полями	238
Некоторые вопросы палеогеотермии	239

Изменение геофизических полей во времени	240
Вариации поля силы тяжести	241
Вариации магнитного поля	243
Глава V. Некоторые общие вопросы строения и развития земной коры и верхней мантии	247
Строение земной коры и мантии	—
Формирование и развитие земной коры	250
Петрологические закономерности в свете глубинных геологических данных	256
Некоторые проблемы геотектоники с позиций глубинной геологии	258
Некоторые вопросы металлогении с позиций глубинных геологических исследований	260
Основные геолого-геофизические проблемы глубинной геологии	265
Приложения. 1. Единицы физических величин	268
2. Множители и приставки для образования десятичных кратных и дольных единиц	272
Список литературы	273

ФЕДОР СЕМЕНОВИЧ МОИСЕЕНКО

ОСНОВЫ ГЛУБИННОЙ ГЕОЛОГИИ

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева

Оформление художника В. Т. Левченко

Техн. редактор Н. П. Старостина

Корректоры: В. Н. Малахова, Л. Ю. Орлова

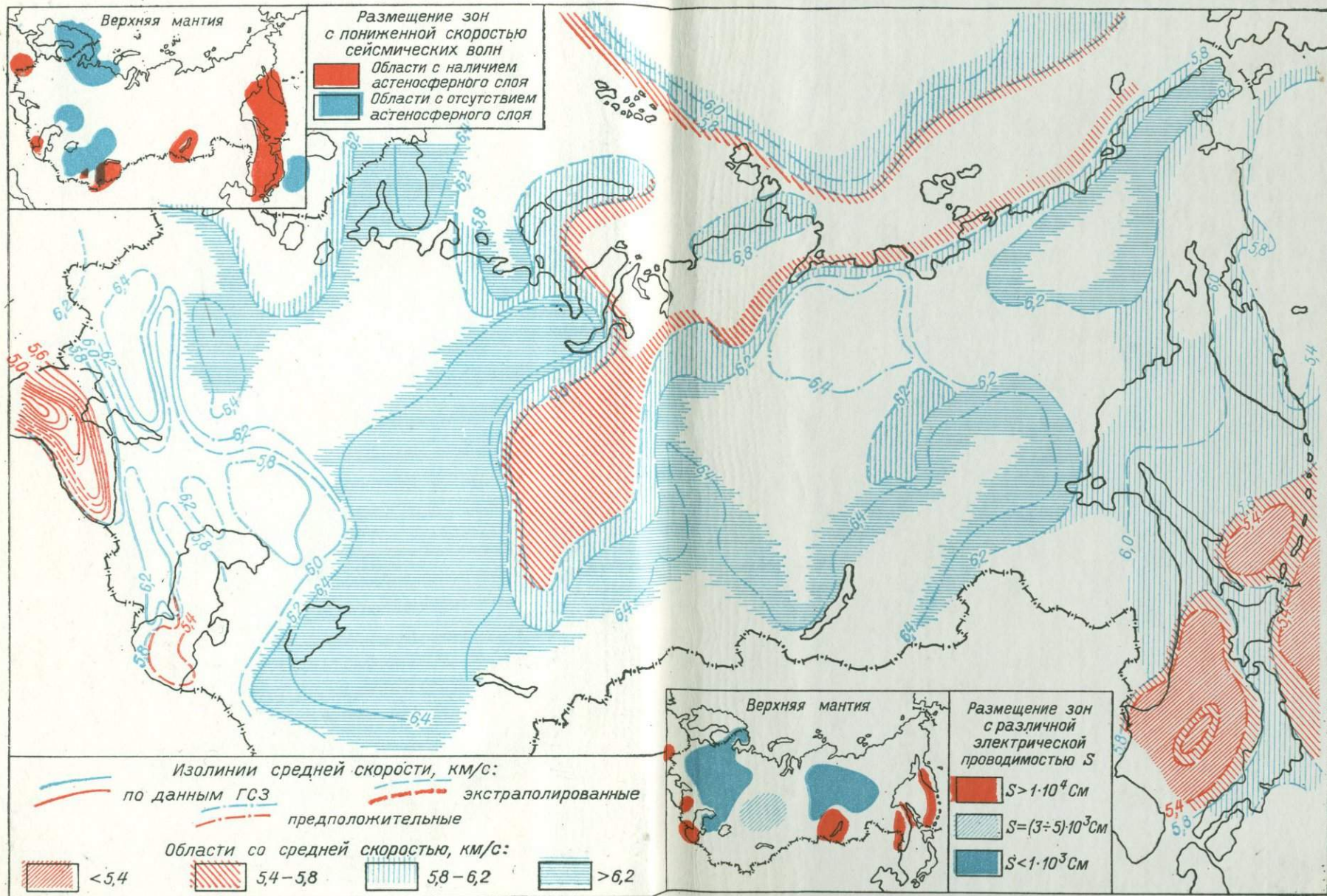
ИБ № 2989

Сдано в набор 22.01.81. Подписано в печать 28.04.81. М-29850. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 17,50. Усл. кр.-отг. 18,25. Уч.-изд. л. 20,63. Тираж 5900 экз. Заказ № 19/484. Цена 95 коп.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение, 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6

КАРТА СРЕДНЕЙ СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЗЕМНОЙ КОРЕ



18582