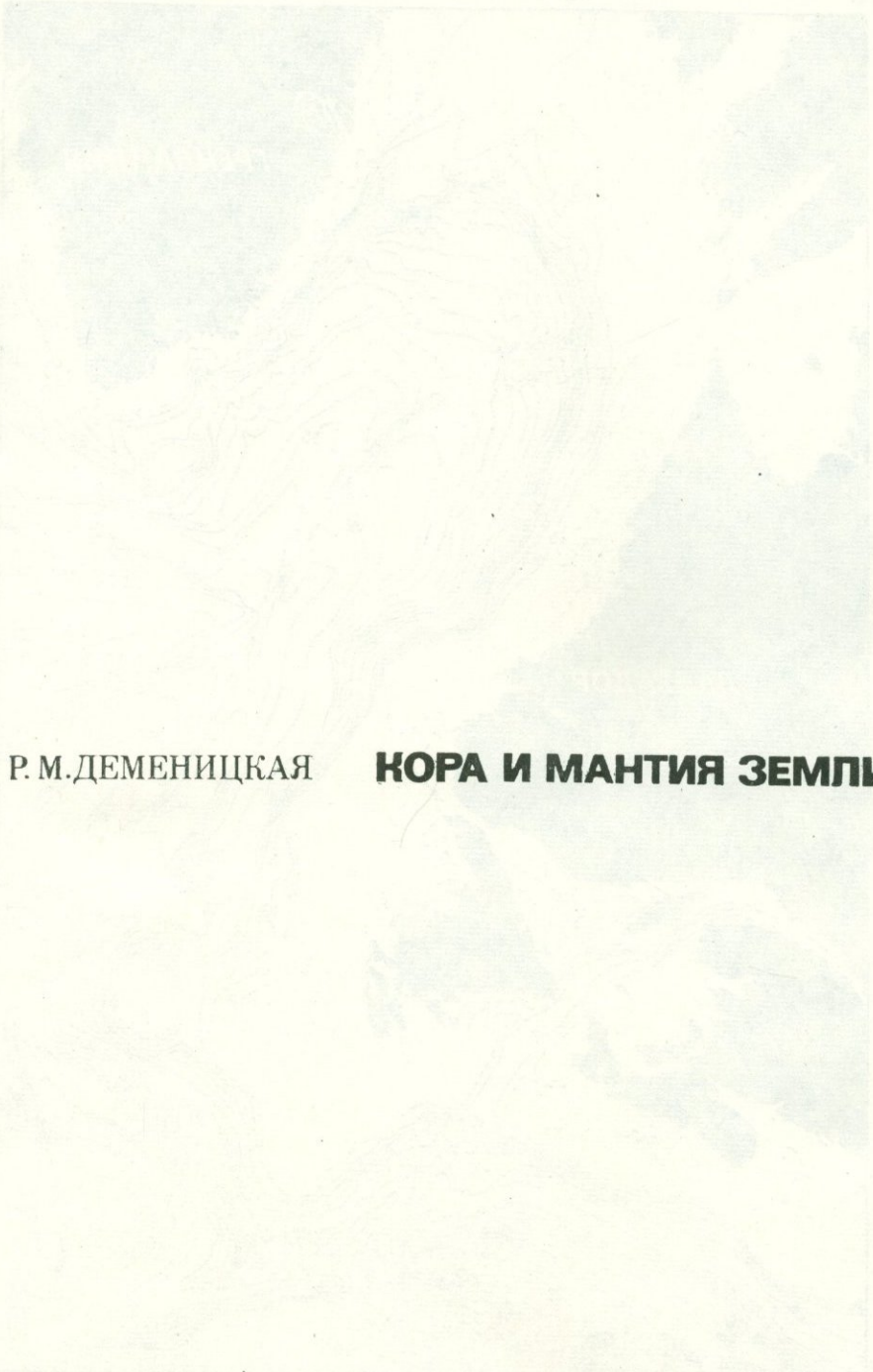


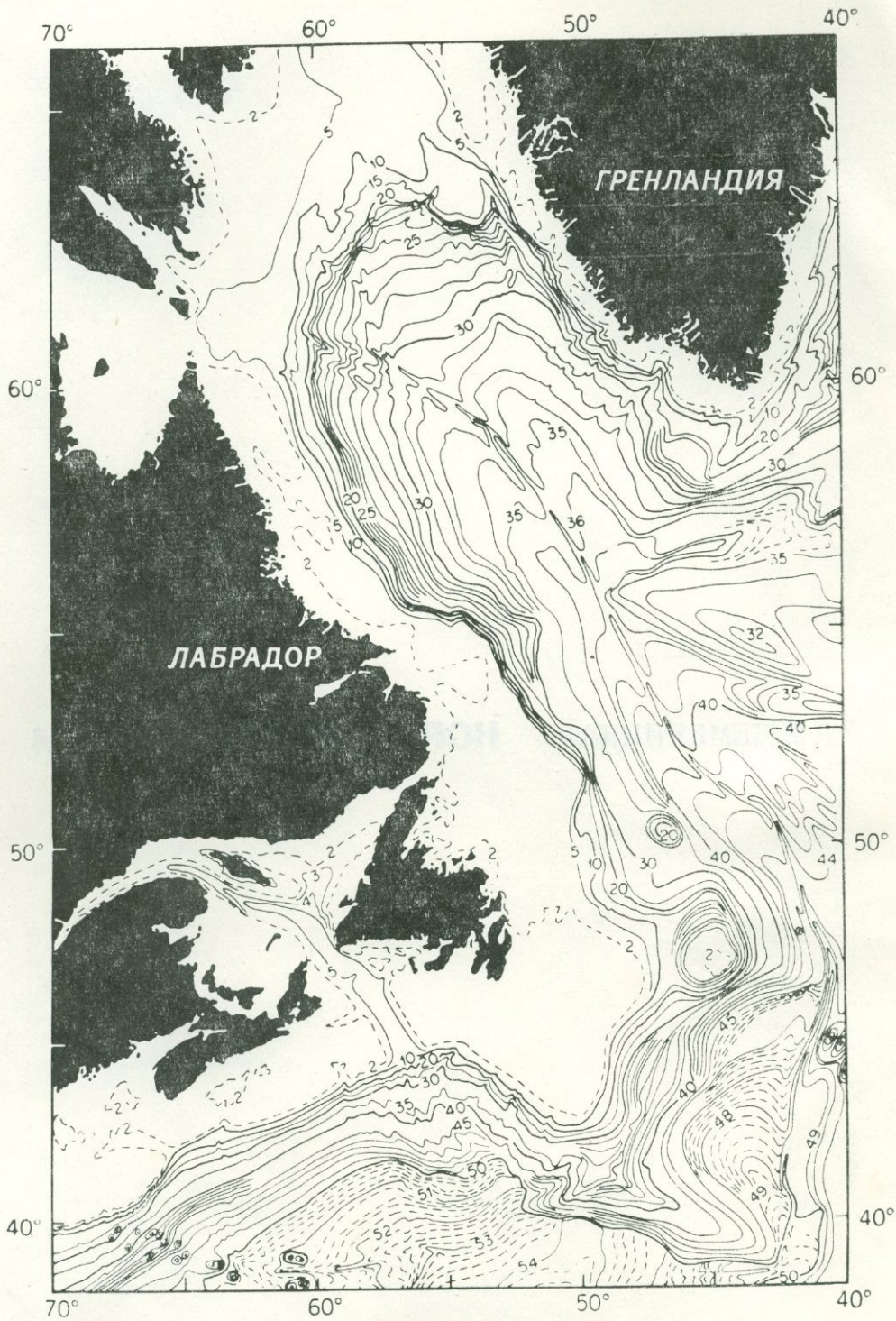
**КОРА
И МАНТИЯ
ЗЕМЛИ**





Р. М. ДЕМЕНИЦКАЯ

КОРА И МАНТИЯ ЗЕМЛИ



551.14+550.3

Р. М. ДЕМЕНИЦКАЯ

КОРА И МАНТИЯ ЗЕМЛИ

Второе издание,
переработанное
и дополненное



МОСКВА «НЕДРА» 1975



1333

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., «Недра», 1975, 256 с.

В книге обобщены и систематизированы новейшие данные о глубинном строении Земли. На основании комплексного анализа фактического материала автор предлагает новую классификацию земной коры, основанную на генетическом подходе с учетом постулатов плитовой тектоники.

В конце книги помещен раздел, посвященный методике исследования структуры коры по гравиметрическим данным и рельефу.

Книга рассчитана на геологов и геофизиков, а также других специалистов, интересующихся вопросами глубинного строения Земли.

Табл. 13, илл. 131, список литературы — 348 назв.

Со времени выхода в свет первого издания книги прошло семь лет. Это были годы бурного успеха в глубинных исследованиях Земли, годы новых открытий, многочисленных публикаций и жарких споров. Исключительный успех завершённого в 1970 г. международного Проекта верхней мантии привел к решению продолжить программу исследований Земли в рамках международного сотрудничества, цели которого объединены новым проектом под названием Геодинамический. Последний включил в себя серию национальных и межнациональных проектов. Существенным дополнением был также «Проект глубоководного бурения» выполняемый на исследовательском судне США «Гломар Челленджер».

Огромное значение выполненного Проекта верхней мантии состояло в том, что он не только оказал влияние на планирование работ с учетом специфического геологического строения разных материков, океанов и морей, но и сплотил ученых разных стран, разных специальностей и разных принципиальных взглядов на геологическую историю планеты для решения одной общей цели. Одновременно нельзя не отметить и то, что Проект верхней мантии оказал исключительное психологическое воздействие на многие тысячи геофизиков и геологов, занимающихся практической работой, расширил горизонты их мышления, показал связь поверхностной и глубинной геологии, единство и различие глубинных структур Земли. Вероятно, в связи с этим последнее десятилетие было особенно эффективным, и исследования, носившие на первом этапе достаточно абстрактный, сугубо академический характер, неожиданно принесли с собой не только знания о глубинных разрезах, но и многие новые плодотворные геологические идеи, практическую значимость которых еще предстоит оценить.

Основные положения концепции разрастания океанического дна и тектоники литосферных плит приняты многими, но далеко еще не всеми учеными. Одни полагают, что предложенная унифицированная модель развития земной поверхности по простоте первичной модели конкурирует с идеями, выдвигаемыми физиками и астрономами, наиболее всесторонне и полноценно объясняет весь ансамбль геологических процессов и структур и по своим конечным выводам превосходит все первоначальные ожидания. Другие, наоборот, считают, что быстрота и легкость, с которой принимается новая концепция, говорят о недостаточной критичности ученых, сторонников новой глобальной тектоники, что количество и серьезность нерешенных вопросов и вновь возникших принципиальных проблем столь велики, что совершенно затмевают положительные стороны основных постулатов этой концепции. Наконец, третьи указывают, что деление поверхности Земли на плиты, а затем миниплиты, количество которых все возрастает, в сущности только фразеологически отличается от идеи Н. С. Шатского и А. В. Пейве о блоковом строении земной коры, а идеи

мантийного диапиризма, горячих точек, мантийных струй и т. п. (количество которых приобретает все более широкое, т. е. почти площадное распространение), близки к идеям астенолитной гипотезы В. В. Белоусова, различаясь лишь тем, что в одних случаях признаются горизонтальные движения плит над «горячими точками», в других постулируется постоянное положение плиты над «горячей точкой». Эти разногласия между ведущими учеными геологической и геофизической науки, по-видимому, будут продолжаться еще немалое время, тем более что результаты глубоководного бурения, проведенного более чем в трехстах пунктах Мирового океана исследовательским буровым судном «Гломар Челленджер», показали как блестящее подтверждение геофизических прогнозов возраста осадочного слоя океанической коры, так и выявили некоторые серьезные противоречия. Это значит, что предложенная простейшая модель должна приниматься не более как самое первое приближение к реальной, в действительности сугубо сложной системе кинематических и динамических процессов развивающейся Земли.

Сосредоточение внимания ведущих специалистов на литосферных плитах (литосфере или тектоносфере) в целом несколько ослабило в последние годы внимание к земной коре. Комплексные геофизические исследования по изучению земной коры естественно продолжались в разных регионах земного шара, но эти исследования были в значительной степени традиционными, в то время как специальные исследования, направленные на познание природы границы К и границы М, отсутствовали. Вероятно, это объясняется в первую очередь тем, что ранее принятая модель Земли (например, упрощенная модель Буллена или другие) была основана на сейсмических характеристиках Земли и включала земную кору, верхнюю мантию, нижнюю мантию, переходную зону и ядро. Подразделение Земли, принимаемое в тектонике плит, основывается на комплексе физико-механических свойств, в том числе реологических — вязкость, мгновенная и длительная прочность и др. В связи с этим оболочки Земли выше ядра аппроксимируются новой трехслойной моделью: литосфера — прочная наружная оболочка толщиной около 100 км, астеносфера — слой с низкими прочностными характеристиками, толщиной в одну или несколько сотен километров, мезосфера — слой повышенной прочности, простирающийся от астеносферы до ядра. Таким образом, при этом подразделении земная кора как самостоятельный объект исследования выпадает. Нам представляется, что именно это является причиной недостаточного внимания и даже игнорирования в работах последних лет исследований, посвященных природе поверхностей Конрада и Мохоровичича. Последняя, как нам кажется, приобрела сейчас, в свете новых идей, еще большую загадочность, с одной стороны, хотя, по-видимому, достаточную определенность, с другой.

Еще более десяти лет назад мы обращали внимание на то, что в структуре земной коры поражает внимание один динамический парадокс — существуют огромные по величине блоки коры, соизмеримые с огромными плитами, например Сибирская или Восточно-Европейская, и даже целыми материками, например Африканским, на которых на протяжении сотен миллионов или даже нескольких миллиардов лет толщина коры мало изменялась, оставаясь приблизительно одинаковой толщины (35—45 км). Наряду с такими блоками, названными «пассивными», другие блоки, как правило, пояса — проявляли удивительную подвижность, они были названы «активными» — здесь на протяжении всего лишь нескольких миллионов или первых десятков миллионов лет толщина коры изменялась вдвое, от 30 до 70—75 км. С позиций тектоники плит этот геологический феномен получает объяснение, однако сейчас же возни-

кает в этом случае другой вопрос — почему граничные скорости сейсмических волн одинаковы или почти одинаковы на поверхности Мохоровичича (мантии?) под материками в областях плит, где мантия стабильна, где ее возраст стабилизации не менее чем 200—500 млн. лет, под молодыми складчатыми системами, формирование которых насчитывает не более 10—30 млн. лет, и в абиссалиях, вблизи склонов срединных хребтов, где мантия еще свежая, только что вынесенная из глубины и имеет возраст всего лишь 5—10 млн. лет?

Нельзя не обратить внимание и на ничем не объяснимое пока утонение коры против нормальной толщины более чем на половине площади Западной Европы.

При переиздании книги мы поставили перед собой скромную задачу — вновь вернуться к проблемам земной коры, вновь сделать обзор первоначальных как мало известных, так и некоторых более поздних, но характерных результатов изучения коры в различных регионах земного шара, привлечь к ним внимание и показать, что эти материалы, в особенности сейсмические разрезы, должны быть снова проанализированы, с новых позиций, на предмет более индивидуального подхода и обдумывания, в особенности по скоростным характеристикам, чем это делалось ранее. Тектонические процессы более сложны и многообразны, чем полагали десятки лет назад; горизонтальные движения отдельных крупных пластин и даже слоев земной коры установлены геологическими наблюдениями и об этом необходимо помнить при интерпретации сложных сейсмических разрезов, и в частности при появлении в разрезе инверсионных прослоев. Одновременно нам хотелось подчеркнуть, что прежде, в известной мере механистическое истолкование структуры коры и поиски корреляционных связей далеко не исчерпывают той информации, которую приносят сейсмические разрезы, что необходим более широкий генетический подход к истолкованию сейсмических данных.

Таким образом, поддерживая идеи комплексного исследования литосферных плит и процессов, формирующих лик Земли, мы считаем важным привлечь внимание к дальнейшему углубленному исследованию собственно земной коры как арсенала полезных ископаемых, недостатков которых ощущается на Земле все острее (энергетический кризис), в связи с чем особенно актуальны любые новые подходы к исследованию закономерностей ее строения. В целях стимулирования таких исследований нами предлагается новая классификация земной коры, основанная не на сейсмических параметрах, как общепринятая, а на генетическом подходе, с учетом постулатов плитовой тектоники. Несмотря на предварительный характер предлагаемой систематики, нам представляется, что она больше подчеркивает генетическую индивидуальность коры регионов и, следовательно, более перспективна.

Мы рассчитываем на то, что поднятые вопросы, перечисленные как здесь, так и в отдельных разделах книги, и те проблемы, которые только затронуты, но не сформулированы четко ввиду их пока еще недостаточной определенности, найдут заинтересованных исследователей и послужат поводом для анализа и синтеза собранных ранее материалов с новых позиций.

Читатель может прийти к выводу, что многие разделы нашей работы изложены предельно фрагментарно. К сожалению, мы были ограничены объемом книги, которую нам хотелось сделать максимально компактной, удобной, считая, что при любом ее увеличении мы все равно не сможем включить в нее весь тот огромный и ценный материал, который получен в настоящее время на материках и океанах. Поэтому автор заранее приносит свои извинения тем исследователям, чьи весьма интересные работы оказались здесь не упомянутыми.

Предлагаемая вниманию читателей книга значительно переработана в сравнении с первым изданием. Необходимость включения нового материала, при сохранении общего объема книги, потребовала, естественно, сокращения некоторых разделов. Это сделано в основном за счет первой части предыдущего издания. Раздел, посвященный методике исследования структуры коры по гравиметрическим данным и рельефу, не потерявший своей целесообразности и при новом анализе структуры коры, помещен в конце книги в виде приложения.

Автор считает своим неперенным долгом выразить глубокую признательность чл.-кор. АН СССР профессору В. В. Федынскому за просмотр и рецензирование рукописи как первого, так и настоящего издания. Критические замечания, сделанные рецензентом, позволили улучшить ее содержание.

Автору были крайне полезны советы и замечания Б. К. Балавадзе, С. И. Субботина, В. Б. Соллогуба, Э. Э. Фотиади, Ю. Д. Буланже, Е. Ф. Саваренского, В. Е. Хаина, Т. В. Билибиной, М. Г. Равича, В. К. Еремина, а также на разных этапах помощь коллег по работе: Ю. Г. Киселева, Э. М. Литвинова, А. М. Карасика, С. И. Иванова, А. В. Дундо, С. С. Иванова, В. В. Кербиц, Ю. В. Горячева и многих других, без участия которых было бы трудно выполнить работу, представленную читателю.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ

При рассмотрении общих закономерностей строения земного шара обычно указывается, что главной его особенностью является сферическая симметрия, позволяющая выделять внутреннее ядро, переходную зону между внутренним и внешним ядром, внешнее ядро, нижнюю мантию, переходную зону между верхней и нижней мантией, верхнюю мантию со слоем астеносферы (возможно, не сплошным и различной толщины) и, наконец, земную кору. Эта симметрия по мере приближения к поверхности Земли становится все менее строгой — гомогенность внутри отдельных частей постепенно нарушается. Верхняя мантия и особенно кора становятся гетерогенными, различными по строению в различных секторах Земли.

Под термином «кора» мы понимаем, как и прежде, осадочные и кристаллические породы, лежащие выше поверхности M . Все горные породы, независимо от положения границы M , отождествляются с понятием литосфера по Б. Гутенбергу (1955) «. . . литосфера — внешняя оболочка, имеющая предел текучести, вероятно, порядка 10^9 дин/см . . .». Термин «литосфера» одно время был мало популярен, однако в последние годы, в связи с разработкой гипотезы мобильных литосферных плит, вновь все чаще появляется в специальной литературе.

Разделение коры на два генеральных типа: континентальный и океанический, намеченное впервые Б. Гутенбергом по сейсмическим данным и обоснованное Уэрзелом и Шербетом (см. сборник «Земная кора» под редакцией Полдверта), — до сего времени не устарело. Несмотря на многие новые данные, позволившие в настоящее время выявить большое разнообразие разрезов коры, существенно уточнить представления об особенностях ее строения в различных районах суши и океана, по-видимому, это пока единственное бесспорное разделение, остающееся при всех существующих вариантах классификации. Наряду с этим новые геофизические исследования структуры коры позволили подойти к более правильному пониманию генетического различия между этими типами коры.

В плане граница между континентальной и океанической корой проходит в море, в районе глубин 2000—3500 м. Исследования коры методами ГСЗ и анализа фазы L_g волн землетрясений показали, что на больших площадях с глубиной моря меньше 1820 м кора обладает континентальным характером, а при глубине моря 3640 м — океаническим.

В результате изучения коры и верхней мантии сейсмическими методами было предложено значительное количество моделей, которые иногда существенно отличаются друг от друга по скоростным характеристикам. Первоначальная модель — трехслойная — включала слои осадочный, «гранитный» и «базальтовый», и до сих пор является наиболее приемлемой. Большой фактический

материал показал позже, что в коре наряду с горизонтальными присутствуют вертикальные и наклонные границы раздела. Это дало основание полагать, что иногда кора имеет блоковое или даже ячеистое строение (Литвиненко, 1964; Халевиц, 1965; Субботин, Соллогуб и др., 1965; Косминская, 1966; Хаин, 1964). Удобную типизацию сейсмического материала предложила И. П. Косминская (1963, 1964, 1965), выделяя четыре типа коры — континентальный, субконтинентальный, океанический и субокеанический.

Континентальный тип характеризуется обязательным наличием всех трех слоев. В некоторых случаях может отсутствовать осадочный слой, а «базальтовый» может быть выражен недостаточно четко. Однако в этом типе коры всегда присутствует слой со скоростью около 6 км/с — «гранитный».

Океанический тип характеризуется тем, что в нем нет слоя со скоростью 6 км/с, но всегда имеется океанический — «базальтовый» — слой со скоростью 6,5—7,0 км/с.

Субокеанический тип по составу близок океаническому, но отличается тем, что в его разрезе особое место занимает осадочный слой, мощность которого сравнима с мощностью слоя со скоростью 6,5—7,0 км/с, а слой со скоростью 6 км/с отсутствует.

Субконтинентальный тип характеризуется тем, что его консолидированная кора представлена слоем со скоростью, несколько большей 6 км/с и несколько меньшей 6,5 км/с. Этот тип коры обнаружен под некоторыми вулканическими островами и островными дугами и прилегающими к ним участками шельфа.

За последние годы усилившаяся активность в исследовании коры методами взрывной сейсмологии еще более расширила, а в некоторой части даже изменила представления о коре. Так, установлено, что скорости граничных, продольных волн меняются по площади не менее чем на 10%. Установлено изменение пластовых скоростей в коре континентов, появились предположения о необходимости вводить в некоторых регионах скоростные градиенты. Модели однослойной, двухслойной или трехслойной коры в некоторых районах не дают удовлетворительной сходимости, а необходимость принимать зависимость скорости от глубины в виде непрерывной функции, которая в свою очередь латерально изменяется, привело к переходу от моделей параллельно-градиентно-однородной среды к моделям слоисто-неоднородных сред со скачками и переменными градиентами. Была предложена линзовидная модель низов коры с заметной анизотропией скоростей или пластинчатой слоистостью, состоящей из разноскоростных прослоев, мощности которых меньше доминирующей длины волн, с дисперсией и без наличия градиентного слоя (Мейснер, 1967). Наконец, в некоторых районах была обнаружена скоростная инверсия в отдельных достаточно мощных слоях коры. Такой тип коры встречается все чаще.

Дальнейшая работа в направлении уточнения моделей, все более приближающихся к реальной среде, привела Д. Брюна к идее выделения коро-мантийных блоков. Рассмотрев в совокупности мощность коры, скорость продольных волн в кровле мантии, тепловой поток, гравитационную аномалию, характер тектоники, мощность осадочных отложений и глубину моря, Д. Брюн выделил следующие типы коро-мантийных блоков (табл. 1).

Параметры коры и мантии, приведенные в табл. 1, позволяют ему выделить два типа коры и два типа мантии. Если типы коры, как и прежде, можно назвать континентальными и океаническими, то мантию Д. Брюн предлагает разделить на стабильную и нестабильную. Различие между типами коры, как и прежде, основывается на толщине и структуре, различие в типах мантии

ТАБЛИЦА 1

Параметры различных типов коро-мантийных блоков (по Д. Н. Брюну)

Тип коры	Мощность, км	Скорость P_p , км/с	Поток тепла, $\text{мккал} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{см}^{-2}$	Аномалии Буге, мгл	Тектонический характер	Общая характеристика
А. Щиты	35	8,3	0,7—0,9	-10 до -30	Очень стабильны	Осадочных пород мало или они отсутствуют, обнажены докембрийские батолиты
Б. Платформы	38	8,2	0,8—1,2	-10 до -40	Стабильны	Умеренные мощности последокембрийских осадочных пород
В. Активизированные платформы	30	7,8	1,7—2,5	-200 до -250	Очень нестабильны	Современные сбросы, вулканизм и интрузии; высокий средний уровень поднятий
Г. Альпийские пояса	55	8,0	Изменчивый 0,7—2,0	-200 до -300	Очень нестабильны	Быстрые современные поднятия; сравнительно молодые интрузии; высокий средний уровень поднятий
Д. Большие островные дуги	30	7,4—7,8	Изменчивый 0,7—4,0	-50 до +100	Очень нестабильны	Активный вулканизм, интенсивное складко- и сбросообразование
Е. Океанические впадины	11	8,1—8,2	1,3	+250 до +350	Очень нестабильны	Очень тонкие осадки на базальтах, линейные магнитные аномалии, домезозойские отложения отсутствуют
Ж. Срединно-океанические хребты; континентальные плато; океанические желоба	10	7,4—7,6	Высокий изменчивый 1,0—8,0	+200 до +250	Нестабильны	Активные излияния базальтов, осадков мало или их нет

предлагается основывать на резком различии граничных скоростей продольных волн и наличии явно выраженного слоя волновода у нестабильной мантии, в ее верхах. Стабильная мантия характеризуется высокими и устойчивыми значениями скоростей и менее отчетливо выраженным слоем — волноводом.

Такая классификация, относимая уже не только к коре, но и ко всей литосфере, характеризуется следующим распределением: 1) континентальная кора над стабильной мантией, т. е. щиты и платформы (типы А и В), 2) континентальная кора над нестабильной мантией, т. е. активизированные платформы, альпийские пояса и большие островные дуги (типы В, Г, Д), 3) океаническая кора над стабильной мантией, т. е. океанические впадины (тип Е), 4) океаническая кора над нестабильной мантией, т. е. срединно-океанические хребты и океанические желоба (тип Ж).

Обобщение данных о строении коры океанических областей Земли в свете многочисленных исследований последних лет позволило П. Фогту и соавторам (Сб. «Земная кора и верхняя мантия») прийти к выводу, что океанические пространства разделяются на области с «нормальной» корой и «аномальной». Эти модели коры будут рассмотрены в разделе океанов.

Говоря о том, что модели коры переходят от простых к сложным и рассматривая ниже сейсмические разрезы с аномальной и нормальной корой по толщине и структуре, мы в сущности все еще будем говорить об идеализированной коре, сформированной как бы в процессе геосинклинального развития континентов и океанов. В то же время нельзя забывать о многочисленных, уже доказанных примерах надвигов мощных тектонических пластин на континентах, о чем писали, например, А. В. Пейве, В. Е. Хаин, Дж. Дьюи и многие другие, и о существовании на континентах «океанической коры прошлого». Вследствие таких надвигов могла, например, создаваться кора, сейсмическим аналогом которой является модель с инверсиями. Следует обратить внимание на то, что во многих районах обнажены на поверхности отторженцы мантийных гипербазитов, что впервые выявила С. В. Москалева на Урале. Есть данные, указывающие на то, что кора активно переслоена гранитно-базальтовым комплексом, вплоть до того что граниты как геологические образования могут быть ниже границы М. Но это мнение основано на иногда крайне пестром распределении сейсмических скоростей. И, значит, не нужно забывать, что гранит в сейсмическом отношении всего лишь «гранит», а базальт — «базальт», т. е. это вполне условное, параметрическое понятие и может даже означать наличие участков коры в более напряженном и менее напряженном состоянии, не различающихся в прямом, геологическом смысле. Этот вопрос еще мало изучался, но предварительные интересные данные опубликовал, например, П. Н. Кропоткин (1973). Что касается реальности существования в коре переслаивания пластин вследствие надвигов, явлений меланжа, то одним из примеров может быть юг Русской платформы, где породы девона, переслоенные породами карбона, были в скважине обнаружены дважды. Другим примером меланжа может быть структура Урала, где девонская фауна обнаружена в брекчиях гипербазитов. Яркое визуальное впечатление надвиговой чешуйчатости и коробления производят Атласские горы.

Предлагаемые различными авторами модели коры внесли большой вклад в понимание глубинного строения Земли, но в геологическом смысле они все еще являются условными. Наиболее неопределенной, плохо прослеживаемой границей является граница Конрада, и это особенно понижает достоверность выводов о строении низов коры.

Впервые Х. Джеффрис еще в 1926 г. интерпретировал границу Конрада как границу между слоем преимущественно «гранитного» состава, находящегося выше нее, и «базальтовым» слоем, залегающим ниже. Такие представления сыграли большую, прогрессивную роль в изучении структуры земной коры, формировании тектонических представлений и общем развитии теоретической геологии. Однако уже в 1958 г. известный сейсмолог Ч. Рихтер подчеркивал, что даже если эти два слоя действительно существуют, то сомнительно, чтобы термины «гранитный» и «базальтовый» определяли их в том смысле, который удовлетворял бы петролога. Для гранитных пород под давлением лабораторные данные показывают скорости продольных волн, равные скорее 6 км/с, чем 5,5 км/с, как это принято для «гранитного» слоя в сейсмических моделях. Почти никто не сомневался, что все границы в земной коре являются границами между породами различного химического состава, пока Лис в 1953 г. не

выдвинул гипотезу, что граница М разделяет две различные фазы вещества одного и того же химического состава, а А. Д. Афанасьев предположил, что граница М разделяет породы с различным содержанием поровой воды. К сожалению, в литературе до сего времени не обсуждался вопрос о влиянии высокого теплового потока на изменение скоростных характеристик в коре.

Новые тектонические гипотезы, разрабатываемые на основе анализа комплексных геолого-геофизических данных, в том числе кернов скважин, пробуренных в глубоководной части океанов, ставят вопрос о необходимости разработки новой модели, более приближенной к реальной среде, чем предыдущие, т. е. заменить существующие структурные, а фактически — геометрическо-параметрические модели земной коры моделями структурно-генетическими, соответствующими геологической реальности и несущими в себе необходимую информацию; однако для этого нужны специальные обширные исследования в том числе глубокое бурение.

Высказанные соображения приводят к выводу о малой обоснованности сегодняшних увлечений деления коры не только на большее чем трехслойное количество слоев, но и попыток придания этим слоям той или иной геологической привязки и их статистического осреднения. Увлечение поисками не общих, глобальных, или суперрегиональных, а тонких связей между глубинной структурой — соотношениями «гранитного» и «базальтового» слоев или, тем более, их вторичным разделением и геологическим строением поверхности отдельных регионов и даже районов должно выполняться только при учете всей гаммы сейсмических характеристик. Пока же эти связи все еще должны рассматриваться только как самые общие, глобальные, так как в основу первоначального анализа земной коры были положены идеализированные модели корреляции сейсмических параметров и их геологических символов, о чем сегодня часто забывают.

Нам представляется, что только в силу своей предельной схематизации (см. приложение) составленная нами в 1958 г. карта толщины коры земного шара (рис. 1) до сего времени остается правильной в своих общих чертах, несмотря на то что понимание структурно-генетической сущности, заложенной в этой карте, претерпело большие изменения, особенно в океанической части Земли.

ЗАПАДНАЯ И ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЕВРОПА

Из первых исследователей, изучавших строение коры в Европе, после А. Моховичича следует отметить Е. Тиллотсона и Б. Гутенберга, которые на основании исследования прохождения волн в центральной части материка впервые высказали предположение о существовании «корней гор» под Альпами (Gutenberg, 1943). Л. Минтроп (Mintrop, 1949), Р. Уилмор (Willmore, 1949), Р. Форест, Дж. Маклоен, Х. Джеффрис, Р. Стонэли, а также Дж. Роте и Х. Рейх, Е. Ф. Саваренский внесли свой вклад в исследование строения коры Западной Европы.

Позднее изучение коры Европы проводили Филиппо и Марчелли (Filippo, Marcelli, 1964), Палоеш, Клосс и Бенке (Closs, Behnke, 1963), Лабруст (Labrouste, 1960), Пентилла (Pentilla, 1963), Поркка, Затопек, Карник и др. В 1961 г. нами была опубликована сводная работа, в которой обобщены все имеющиеся данные и построена карта толщины коры Европы. В 1961 г. Дж. Стейнхарт и Р. Мейер (Steinhart, Meyer, 1961) опубликовали сводную работу, посвященную итогам изучения структуры континентальной коры, в которой рассматриваются также данные по Европе. Интересные сводные профили по

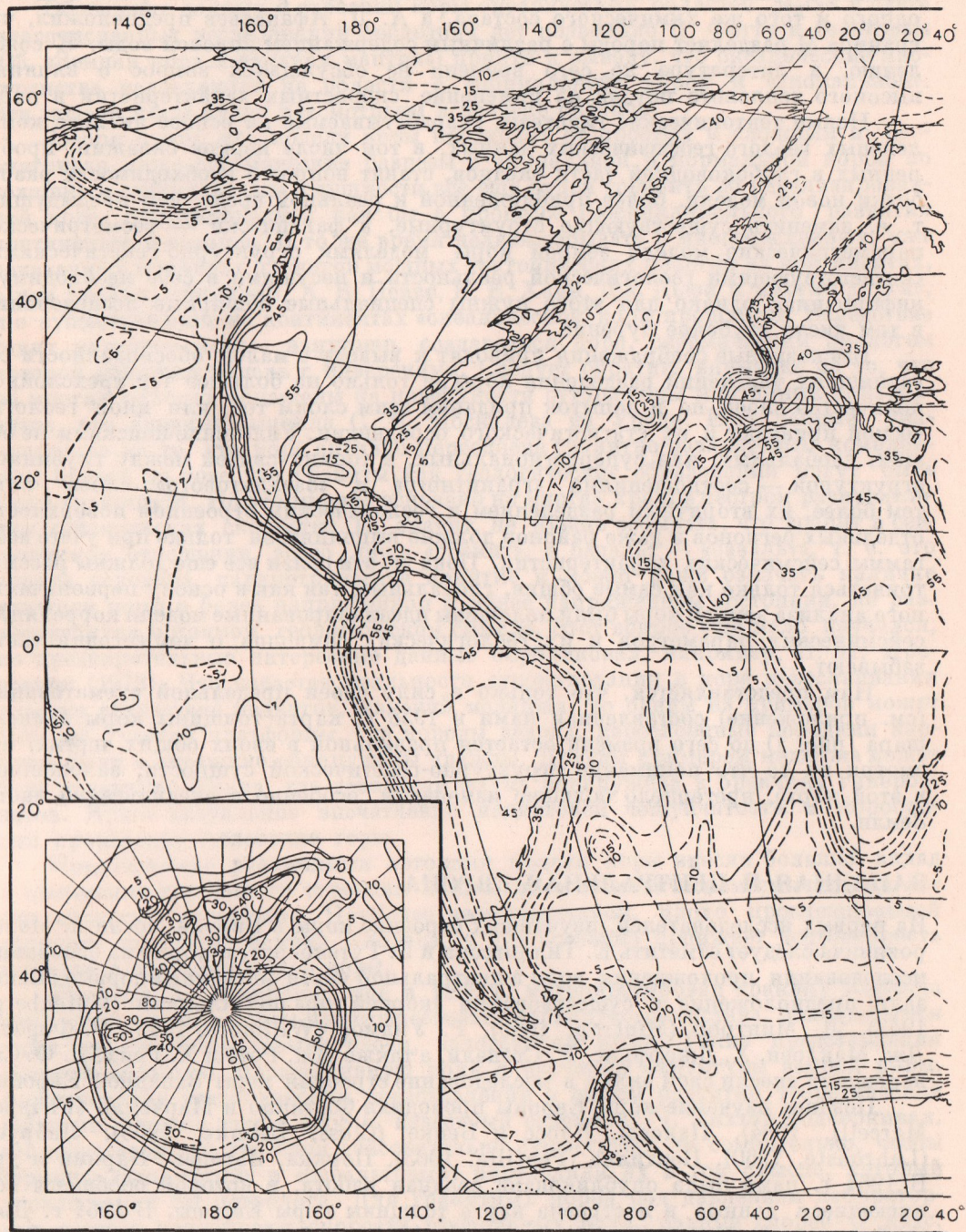
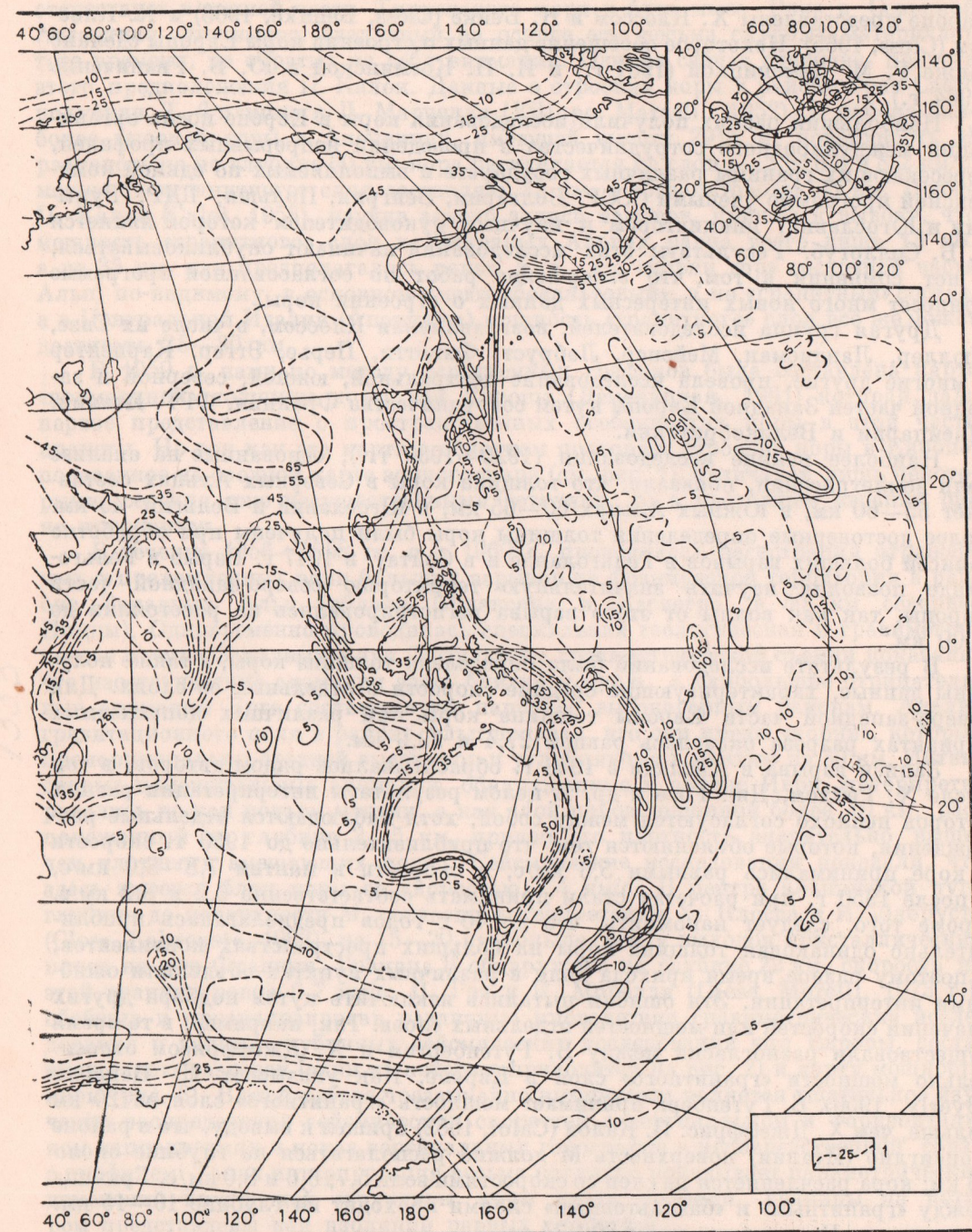


Рис. 1. Схематическая карта толщины M
 1 — изолинии толщины коры (на суше — от



ры до поверхности M (Деменция, 1958).
 дневной поверхности, на море — от дна

Европе представлены Х. Клоссом и К. Бенке (Closs, Behnke, 1963) и Х. Клоссом (Closs, 1965). Некоторое обобщение данных о строении коры Европы сделано также Р. М. Деменицкой (1961 г.) и И. П. Косминской и Ю. В. Ризвиченко (1964 г.).

Наибольший размах получили исследования коры в Европе после организации международного сотрудничества в проведении непрерывных профилей, пересекающих границы различных государств и выполняемых по единой комплексной программе учеными СССР, Болгарии, Венгрии, Польши, ГДР, Румынии и Югославии, инициатором и научным руководителем которой является В. Б. Соллогуб. Результаты этих исследований начинают опубликовываться, и нет сомнения в том, что завершение работ по согласованной программе принесет много новых интересных данных о строении коры.

Другая группа исследователей, возглавляемая Клоссом, в числе их Гизе, Мюллер, Ландисман, Мейснер, Лабруст, Финетти, Перье, Эггер, Карпентер и многие другие, провела исследование центральной, южной, северной и западной частей Западной Европы путем сотрудничества Франции, ФРГ, Италии, Швейцарии и Великобритании.

Наиболее ранние исследования (1920—1930 гг.), основанные на анализе волн землетрясений, показали, что толщина коры в Северных Альпах составляет 55—60 км, в Южных Альпах 60—65 км, в Югославии и Бельгии 40 км. Более достоверные определения толщины коры были получены при обработке записей больших взрывов в Гельголанде и в Солтау в 1947 г. Взрыв в Гельголанде позволил изучить значительную территорию северо-западной части Европы, так как волны от этого взрыва регистрировались на расстоянии до 1000 км.

В результате исследований была определена толщина коры, а также получены данные, характеризующие средние скорости в отдельных ее слоях. Для северо-западной части Европы толщина коры при различных допустимых вариантах разреза оказалась равной 27,4 и 29,9 км.

Записи взрыва в Хаслахе в 1948 г. обрабатывались рядом авторов, в том числе Х. Рейхом, Дж. Роте и др. В целом результаты интерпретации разных авторов неплохо согласуются между собой, хотя наблюдаются отдельные расхождения, которые объясняются тем, что приблизительно до 1950 г. скорости в коре принимались равными 5,6 км/с, а скорости в мантии 7,8—8,0 км/с, а после 1950 г. при расчетах стали принимать соответственно 6,2 и 8,2 км/с. Кроме того, следует напомнить, что до 40-х годов предполагалась приблизительно одинаковая толщина коры на больших пространствах континентов, и поэтому разное время прихода волн в различных пунктах объясняли ошибками интерпретации. Эти ошибки пытались исключить путем подбора других значений скоростей или мощностей отдельных слоев. Так, например, в то время существовали разногласия между Б. Гутенбергом и Х. Джеффрисом относительно мощности «гранитного» слоя в Европе. Как указывает П. Байерли (Bayerly, 1956), Б. Гутенберг принимает мощность «гранитного» слоя на 20 км больше, чем Х. Джеффрис. П. Калои (Caloi, 1952) пришел к выводу, что в районе Консиглио (Италия) поверхность М должна располагаться на глубине около 35 км; кора расчленяется на слои со скоростями волн 5,7; 6,6 и 8,0 км/с. Граница между «гранитным» и «базальтовыми» слоями проходит на глубине 10—15 км. В долине р. По толщина коры 30—34 км.

Анализ результатов этих и других сейсмических данных позволил П. Калои предположить, что по краям Европейского континента, под омывающими его морями, мощность «гранитного» слоя заметно уменьшается и возможно он

отсутствует в южной части Тирренского моря и близ мыса Рока в Северной Атлантике. Это вывод, сделанный на основе еще весьма скудных материалов того времени, не обратил на себя внимания. Однако сейчас очевидна правота этого предположения П. Калои. Данные о строении коры в районе Гран-Сассо получили Д. Филиппо и Л. Марчелли (Filippo, Marcelli, 1952). В районе наиболее высокой горы в Апеннингах, имеющей высоту 2914 м, поверхность М расположена на глубине 60 км; кора расчленяется на слои — 5,5; 6,4 и 8,2 км/с; мощность «гранитного» слоя составляет 25 км, а «базальтового» 35 км. Позже П. Калои (Caloi, 1958), изучив заново записи взрывов, пришел к выводу, что мощность «гранитного» слоя в Восточных Альпах равна всего лишь 13 км, а не 35 км, как предполагалось ранее, т. е., что «корни гор» восточной части Альп, по-видимому, в основном имеют «базальтовый», а не «гранитный» состав, а в Центральной Италии (Апеннины) мощность «гранитного» слоя все же может достигать 25—30 км.

В 1959 г. нами по методу осредненных графиков была составлена карта «нормальной» толщины коры для Европы (Деменецкая, 1961) которая дала первое представление о пространственных особенностях коры в этой части планеты. Но так как эта карта в основном повторяет строение коры в Европе, показанное на сводной карте земного шара (см. рис. 1), отличаясь лишь некоторыми, сегодня уже несущественными деталями, то в настоящем издании она не приводится.

В течение 1956—1958 гг. и в 1960 г. проводилась регистрация отраженных и преломленных волн больших взрывов на французской территории в районе Западных Альп (вблизи Бриансона и Ласнегре, в 50 км севернее Ниццы). Одновременно проводилась специальная геологическая и гравиметрическая съемка Западных Альп. Результаты гравиметрической съемки показали, что изостатические аномалии здесь близки к нулю, а наибольшие отрицательные аномалии Буге соответствуют наиболее высокогорным районам. Анализ гравитационного поля в районе Альп показал, что они имеют «корни», которые пропорциональны средней высоте гор и углубляются в мантию на 30 км. Интенсивные положительные аномалии, обнаруженные в районе Иври, интерпретировались не как подъем мантии, а как слой пород толщиной более 10 км, расположенный на глубине 2—5 км, причем его плотность значительно выше, чем плотность вмещающих пород. Сейсмические исследования показали, что здесь имеется блок коры со скоростью 7,4 км/с. В центре альпийской дуги глубина до поверхности М, согласно интерпретации Х. Клосса и И. Лабруста (Closs, Labrouste, 1963), на 15—20 км больше, чем у выходов кристаллических пород на юге Франции. Граница К обнаружена на глубине 22 км, скорость на этой границе равна 6,7 км/с. П. Гиз и К. Морелли (Giese, Morelli, 1973 г.), обобщив и проанализировав различные многолетние гравиметрические исследования и данные глубинных сейсмических исследований юга Европы, составили серию разрезов (один из которых приводится на рис. 2) и карту мощности коры (рис. 3). В этой работе чрезвычайно интересным является тщательное изучение распределения сейсмических скоростей в вертикальном и горизонтальном направлениях и показ вертикальных годографов в непосредственной связи с профилем. Такая интерпретация весьма наглядно показывает параметрические изменения внутренней структуры коры вдоль профиля, границы на котором представлены как изолинии равных скоростей.

По Центральной Европе обзор результатов изучения коры был выполнен Х. Клоссом и К. Бенке (Closs, Behnke, 1963). Обращает на себя внимание наличие утоненного гранитного слоя на севере Центральной Европы, а также то,



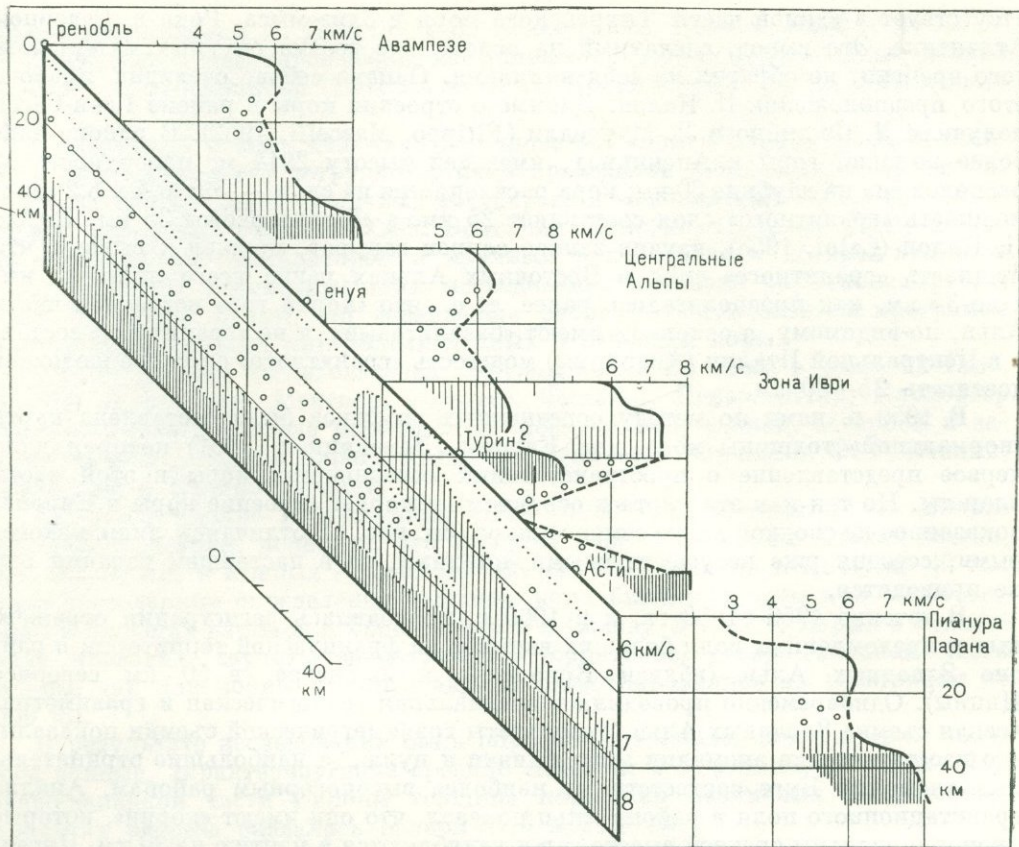


Рис. 2. Разрез коры в Западных Альпах (Giese, Morelli, 1973) в изолиниях скоростей. Различными знаками показаны области пластовых скоростей, значения которых приведены на вертикальных годографах

что мощность коры в Швейцарских Альпах (Bernina) составляет 65 км. Весьма любопытным и, вероятно, не случайным является тот факт, что не везде одинаково четко наблюдается граница М. Есть данные, позволяющие предполагать, что в центральной части Альп поверхность К залегает мельче, чем на окраинах, т. е. слой «базальта» в целом имеет раздуд («антикорни»), достигая 45 км, что в 3—4 раза больше средней мощности этого слоя в предальпийской северной зоне. Там, где кристаллические породы выходят на дневную поверхность на высоте 4000 м, толщина «гранитного» слоя, залегающего над мощным «базальтовым» слоем, составляет только 20 км. Строение коры предальпийской Южной зоны, как указывает Х. Клосс, отличается от Центральных Альп не только по мощности, но и по структуре. Х. Клосс вновь обращает свое внимание на так называемое «тело Иври», расположенное в южной пограничной зоне Альп, и высказывает предположение, что оно вследствие изостатических процессов поднялось со времени верхней юры с глубины 25 км до глубины 15 км.

Еще более отличается строение коры в северной части предальпийской зоны. Как известно, это молодой осадочный бассейн с мощностью осадков до 5 км. Граница К здесь залегает горизонтально на глубине 20 км, а поверхность

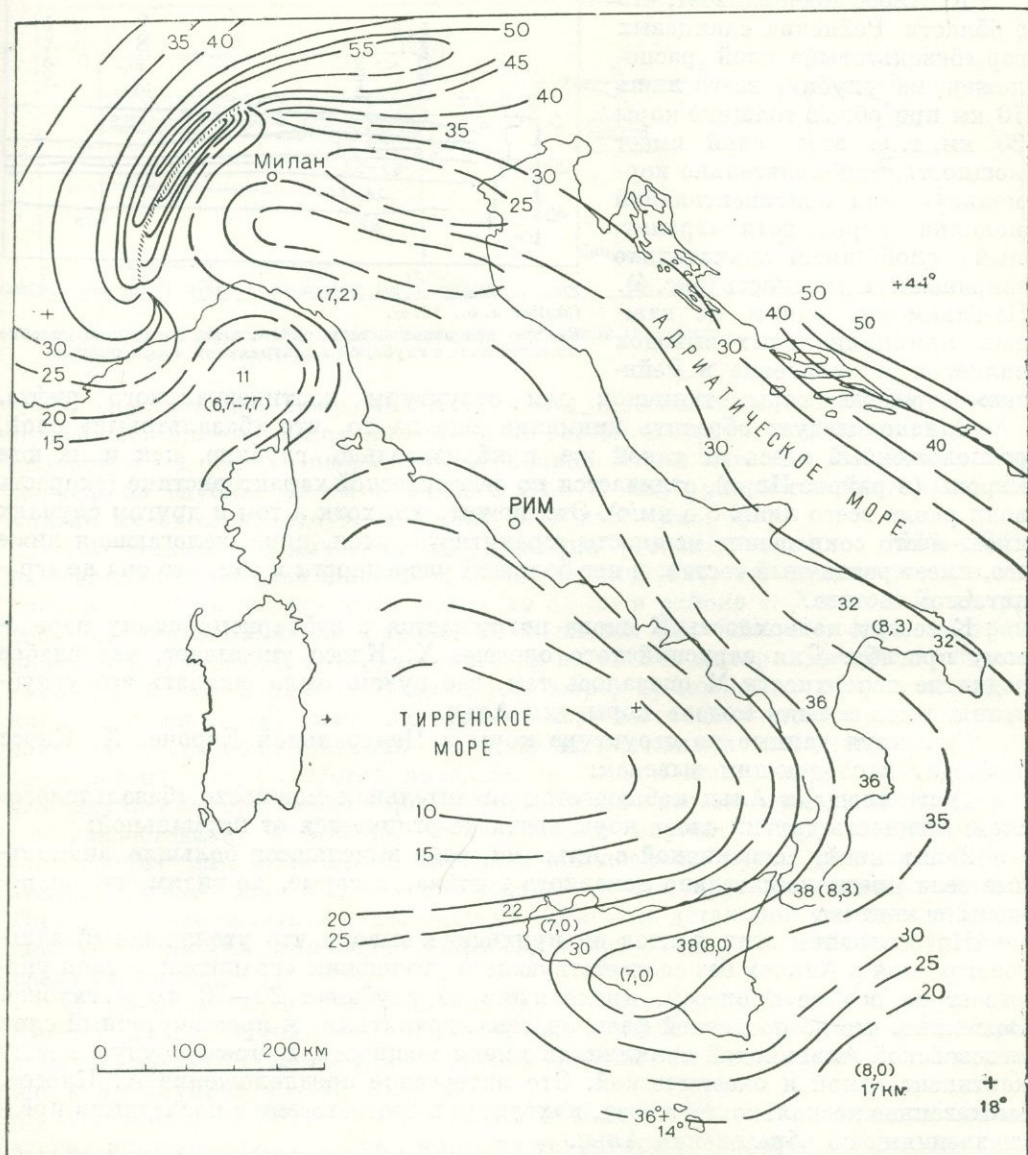


Рис. 3. Схематическая карта толщины коры до поверхности М для Италии (Giese, Morelli, 1973).

М — на глубине 30 км. «Базальтовый» слой имеет толщину около 10 км; «гранитный» изменяется в зависимости от мощности осадков, но ориентировочно имеет толщину 15 км.

По мере продвижения на север общая толщина коры уменьшается до 28 км, за счет утонения «гранитного» слоя до 10 км. Еще дальше на север поверхность К продолжает подниматься, и толщина «базальтового» слоя еще увеличивается, тогда как общая мощность коры остается прежней.

Х. Клосс подчеркивает, что в области Рейнских сланцевых гор «базальтовый» слой расположен на глубине всего лишь 10 км при общей толщине коры 30 км, т. е. этот слой имеет мощность, приблизительно нормальную для континентальной колонки коры, хотя «гранитный» слой имеет значительно сокращенную мощность (рис. 4). По-видимому, одним из важных принципиальных выводов является установление в Рейнском грабене коры, типичной для структуры континентального рифта.

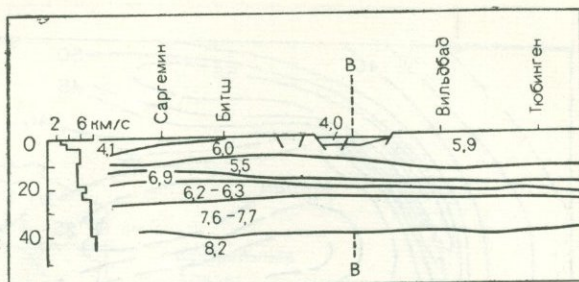


Рис. 4. Разрез коры центральной части Рейнского грабена (Muller a. o., 1974).

B—B — центральная часть рифта; слева показано изменение скорости волн с глубиной в центральной части рифта

Однако следует обратить внимание еще на то, что «базальтовый» слой, расположенный здесь на такой же приблизительно глубине, как и на юге Европы (в районе Иври), отличается по сейсмической характеристике (скорость волн равна всего лишь 6,5 км/с). Это значит, что хотя в том и другом случаях имеет место сокращение мощности «гранитного» слоя, кора, залегающая ниже его, имеет различный состав, и нет большой уверенности в том, что она не «гранитного» состава.

К северу поверхность К снова погружается к субварисдийскому передовому прогибу. Для варисдийского орогена Х. Клосс указывает, что слабое поднятие поверхности М оказалось там, где нужно было ожидать его углубления, имея в виду модель коры для Альп.

Суммируя данные по структуре коры в Центральной Европе, Х. Клосс приходит к следующим выводам:

- 1) на площади Альп наблюдается значительная мощность «базальтового» слоя; мощность других слоев коры почти не отличается от нормальной;
- 2) в южной, пограничной с Альпами, зоне выделяются большие аномальные тела предположительно основного состава, которые, по-видимому, погружены в мантию.

На основании этих фактов он приходит к выводу, что утолщение «базальтового» слоя в Альпах без соответствующего утолщения «гранитного» слоя указывает на особые процессы, проходящие на глубинах 20—70 км и глубже. Возможно, что до последней фазы орогена «гранитный» и промежуточный слои мезозойской Альпийской синклинали имели мощность, промежуточную между континентальной и океанической. Это интересное предположение Х. Клосса, высказанное несколько лет назад, находится в соответствии с последними представлениями об образовании Альп.

Обращая внимание на то, что в массиве Иври сконцентрировано сравнительно много «базальтового» материала, Х. Клосс предполагает далее, что если другие положительные гравитационные аномалии вдоль южной границы Альп вызваны подобными же причинами, то «базальтовый» слой должен значительно утолщаться на полосе шириной 300 км в результате процессов, которые до сих пор не известны.

На крайнем западе Европы, как показали Аллегре и др. (1964), кора еще тоньше, чем на востоке, и соотношение слагающих слоев приблизительно равное.

Сейсмические исследования в юго-западной части Иберийского полуострова, проведенные в 1970 г., показали, что верхняя часть коры имеет скорость 6,4 км/с,

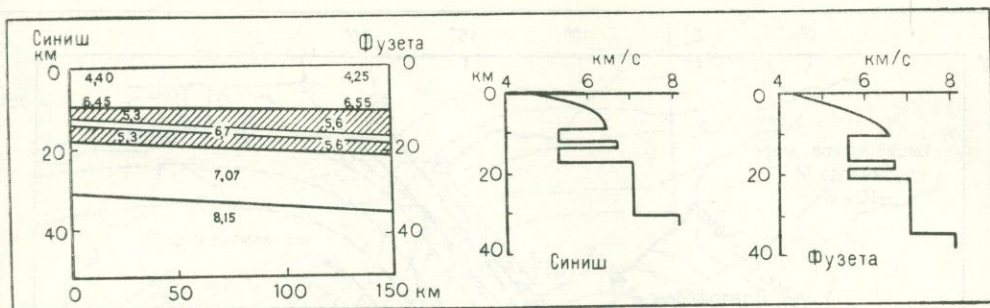


Рис. 5. Разрез коры и вертикальные годографы для южной Португалии (по Мюллеру, Проделу и др.)

и это очень высокое значение скорости для палеозойских осадков. Ниже обнаружен слой 5,3—5,6 км/с с инверсией скоростей, далее устанавливается слой со скоростью 7,1 км/с. Поверхность М вблизи Атлантического побережья обнаружена на глубине 30 км и на юге 34—35 км, причем скорость в верхней мантии имеет стандартную величину 8,15 км/с (рис. 5).

По данным сейсмических исследований (Pentilla, Porkka, 1960—1961), на северном побережье Финского залива установлено, что мощность коры возрастает от 29 км вблизи мыса Ханко до 37 км в районе г. Хамина. Суммируя исследования в Западной Европе, М. Селлевол (M. Sellevoll, 1973) построил карту поверхности М, которая приведена на рис. 6. Автор отмечает два обстоятельства: плато Веринг в Норвежском море, несмотря на малую мощность коры (не более 15 км), имеет, по крайней мере частично, континентальное строение; на всей исследованной площади Фенноскандии наблюдается хорошее соответствие между высотой поверхности горной цепи и глубиной М, т. е. Скандинавские горы имеют корни в соответствии с изостазией (в данном случае — гляциоизостазией, и именно Фенноскандия служит основным опорным «полигоном» для вычисления вязкости астеносферы путем учета гляциоизостазии). Грабен Осло и Норвежский канал не фиксируются в поверхности М, хотя это может являться следствием недостаточно детальной системы наблюдений; менее понятно выявление депрессии в поверхности М в районе Ботнического залива.

В северной части Центральной Европы, на берегу Балтики, по данным Кноте (ГДР), толщина коры только 30 км. Приблизительно такая же толщина коры, по данным Грдлички, на Чешском массиве. «Базальтовый» слой залегает здесь на глубине 10—12 км.

Начиная с 1960 г. Гутерх, Ухман и Войтчак-Гадонска проводят сейсмические исследования строения коры на территории Польши, которые по предварительным данным дают сравнительно тонкую кору на юге. Гравиметрические расчеты, проведенные Файкловичем, показывают некоторое расхождение с данными ГСЗ, что позволяет предполагать здесь «аномальную» кору.

Дж. Галфи и Л. Стегена в 1961 г. приводили колонки коры для Венгрии. Они отмечали наличие сейсмических границ со скоростями 6,28—8,28 и 7,83—9,62 км/с. Первая граница интерпретировалась авторами как граница К, вторая — М. Авторы обращали внимание на то, что при любых допустимых вариантах средних скоростей изменение глубин границы К будет находиться в пределах 16,3—21,5 км и границы М в пределах 19,7—27,2 км, с некоторым небольшим увеличением глубины к центру бассейна. Таким образом, даже

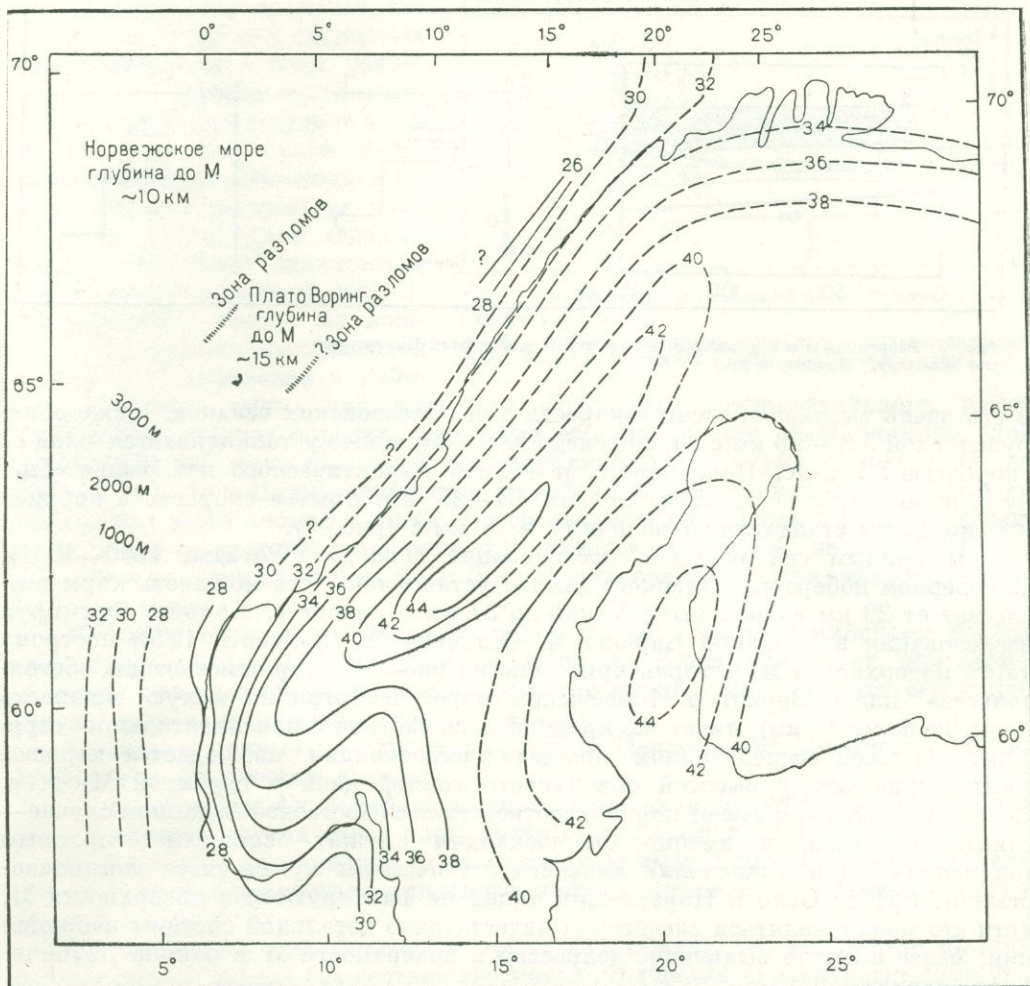


Рис. 6. Толщина коры в Фенноскандии (Селлевол, 1973)

максимально возможные средние скорости при вычислении мощности коры приводили к величине значительно меньше нормальной. Ввиду этого обстоятельства данные по Венгрии были включены в «Справочник значений континентальной коры», составленный Дж. Стейнхардом и Р. Мейером, как одно из спорных (ненадежных) значений. Однако после детальных работ, проведенных как по международным, так и по дополнительным профилям, эти данные подтвердились и весьма примечательно, даже удивительно, сколь точно была предварительная оценка. Результаты исследований в Венгрии обобщены в виде карты изолиний поверхности М (рис. 7.)

По данным И. Петкова, глубина поверхности М на севере Болгарии составляет 32—35 км и на юге 40—45 км; «гранитный» слой ориентировочно имеет мощность порядка 10 км. Результаты сейсмических работ в Югославии (Д. Просен, 1970) показали, что на границе с Венгрией толщина коры всего лишь около 22 км, т. е. подтверждается аномальное утонение коры и в этой

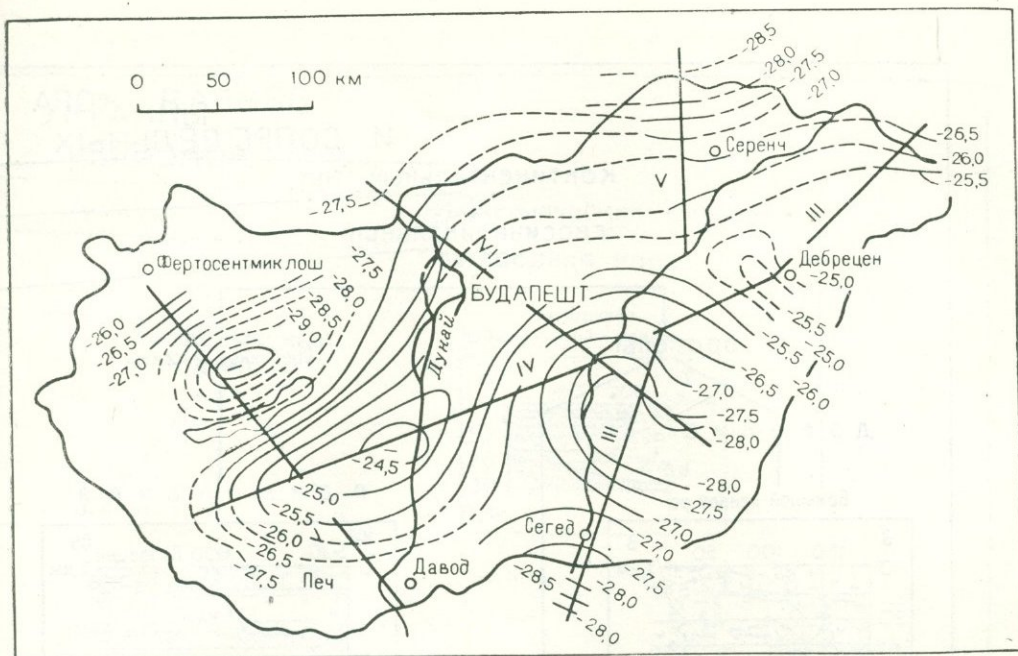


Рис. 7. Структурная схема поверхности М для Венгрии (Стегена, 1973)

части Европы, в то время как на юге, в окрестностях Сплита, кора утолщается до 42—44 км.

В Румынии рельеф поверхности М имеет довольно изменчивый характер с глубиной залегания 28—38 км.

Широкие исследования строения коры в Центральной Европе в настоящее время продолжаются по серии трансевропейских международных профилей.

В. Б. Соллогуб и А. В. Чекунов (1973) на основании анализа разрезов коры Украины и сопредельных регионов выделили разрезы, характеризующие по их мнению основные тектонические структуры Европы (рис. 8). Они также привели сводный разрез вдоль международного профиля III (ГСЗ), охватывающего геотраверс Адриатическое море — Воронежский массив — протяженностью около 2000 км (рис. 9). Авторы, имея большой опыт сопоставления волновых полей, по степени сейсмической дифференциации разреза, особенностям распределения скоростей в разрезе и ряду других признаков, а также используя исключительно плотные системы наблюдений по профилю, отработанные к тому же по единой методике, смогли, как нам кажется, представить наиболее объективное обобщение на геотраверсе по сравнению с аналогичными обобщениями других авторов и потому позволяющее сделать наиболее достоверные выводы. Ввиду обилия материала, который мы не можем представить в нашей краткой сводке, ограничимся здесь выводами авторов, что кора срединных массивов и образовавшихся на них в орогенную стадию внутригеосинклинальных наложенных впадин, как, например, Большая и Малая Венгерская, имеет мощность 20—30 км; платформы характеризуются корой промежуточной мощности (35—40 км). Интересно, что у щитов, по мнению этих авторов, кора толще, чем у плит, а тем более у впадин типа Северо-Германской.

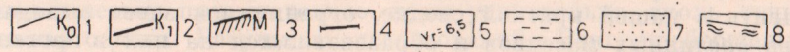
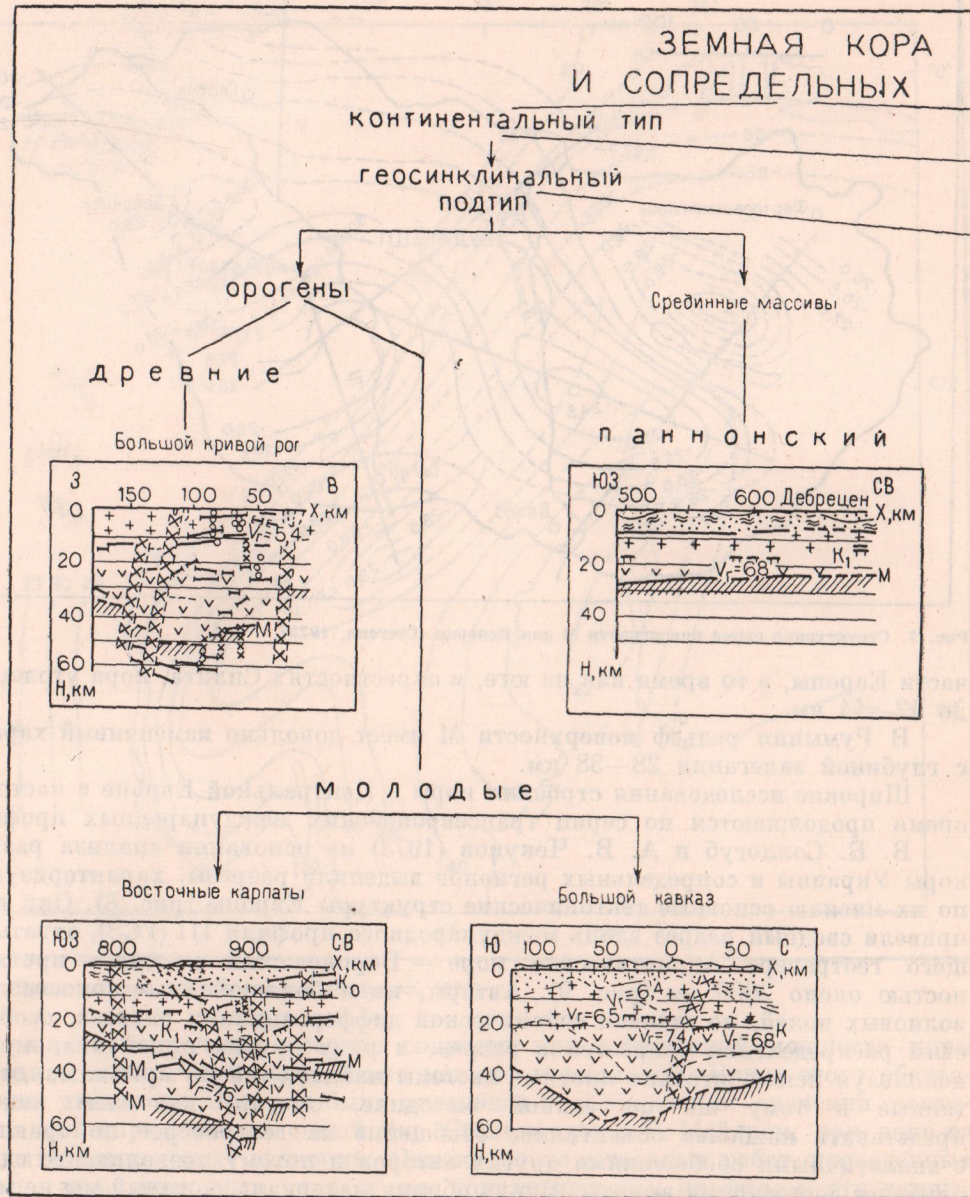
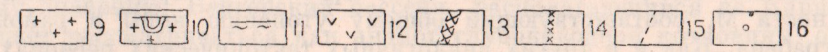
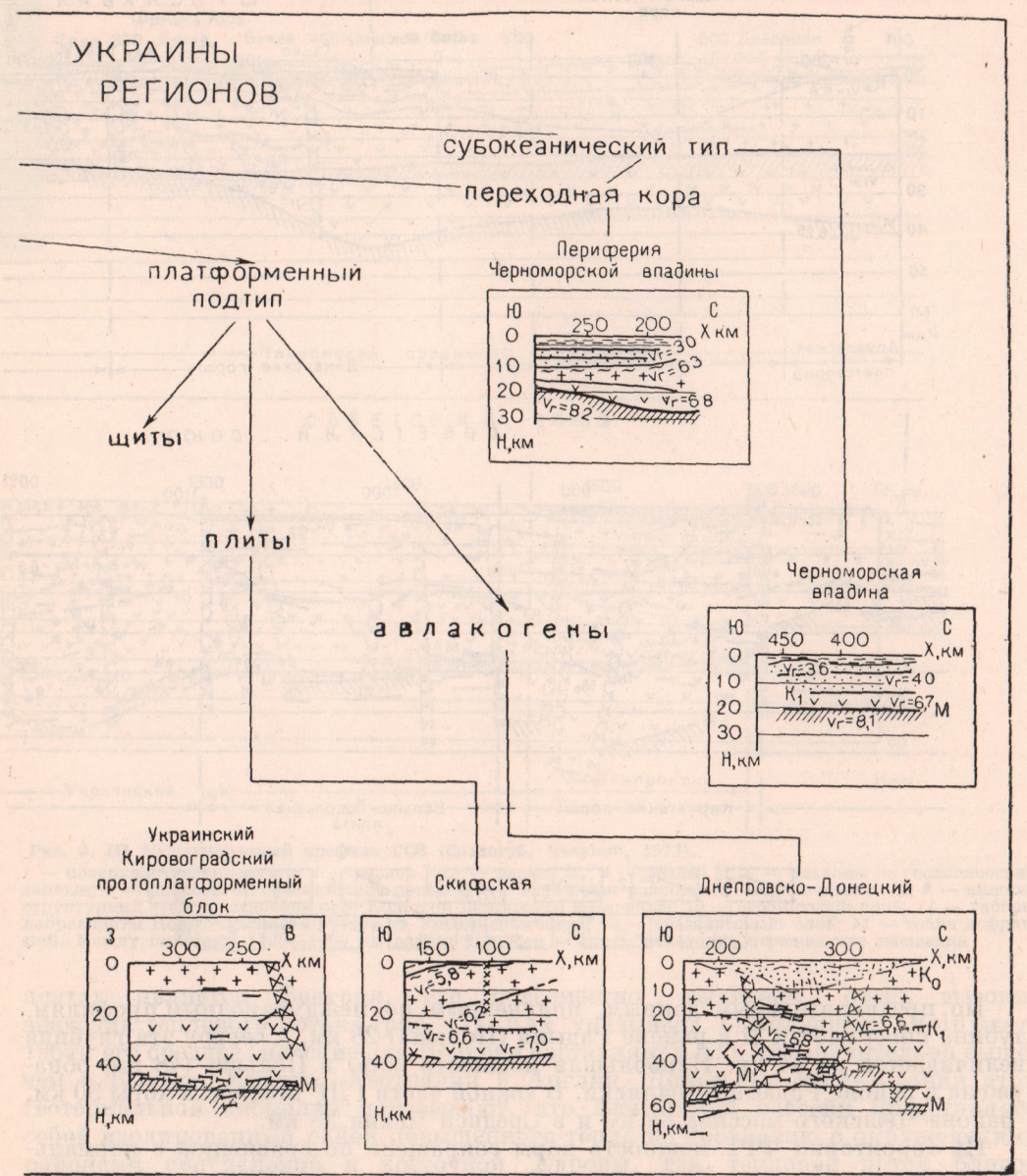


Рис. 8. Типичные разрезы ко

1 — поверхность консолидированной земной коры; 2 — раздел K; 3 — раздел M; 4 — отдельности; 5 — водный слой; 6 — осадочный слой; 7 — нижний структурный этаж в осадочном слое Украинского щита; 8 — байкальско-палеозойский метаморфизованный комплекс в фундаменте Скифского массива; 9 — «гранитный» слой; 10 — сивклиорные структуры в докембрии Украинской плиты; 11 — «базальтовый» слой; 12 — глубинные разломы; 13 — разломы по сейсмическим данным; 14 — разломы по геологическим данным; 15 — разломы по геологическим данным; 16 — точка дифракций



ры (Соллогуб, Чекунов, 1973)

5 — преломляющие горизонты с указанием значений граничной скорости отражающие площадки; 6 — «гранитный» слой; 7 — сивклиорные структуры в докембрии Украинской плиты; 8 — «базальтовый» слой; 9 — глубинные разломы; 10 — разломы по сейсмическим данным; 11 — разломы по геологическим данным; 12 — точка дифракций

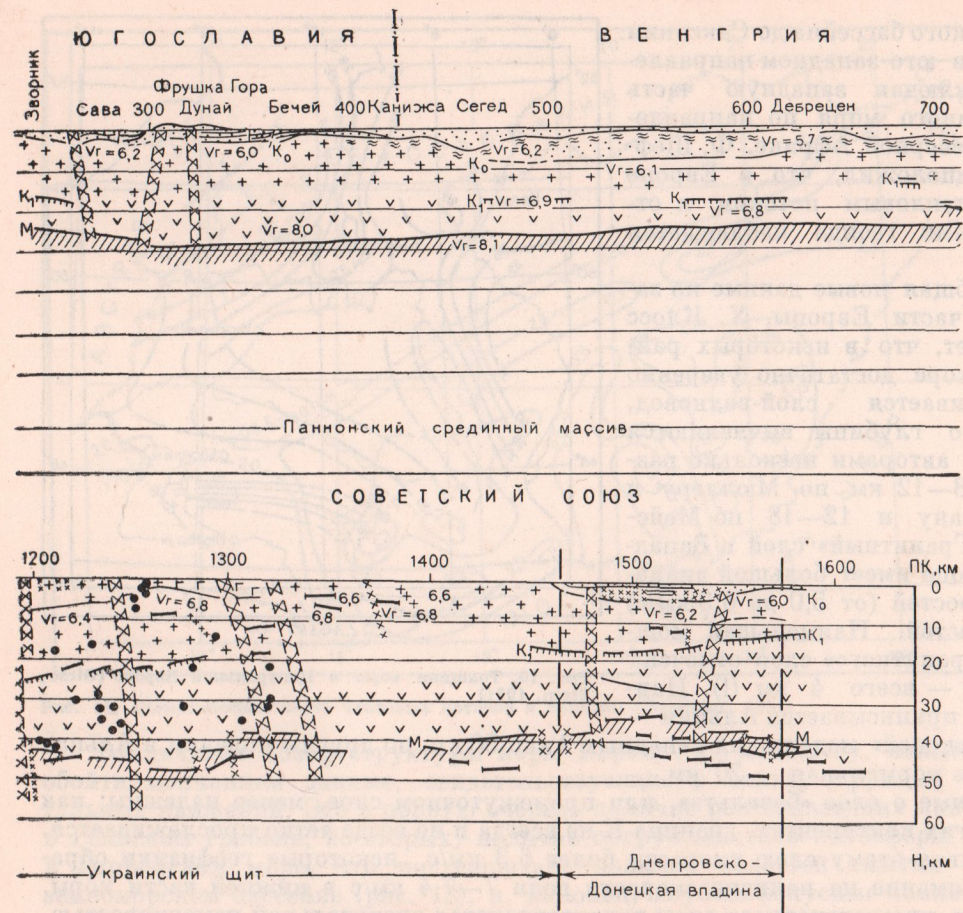
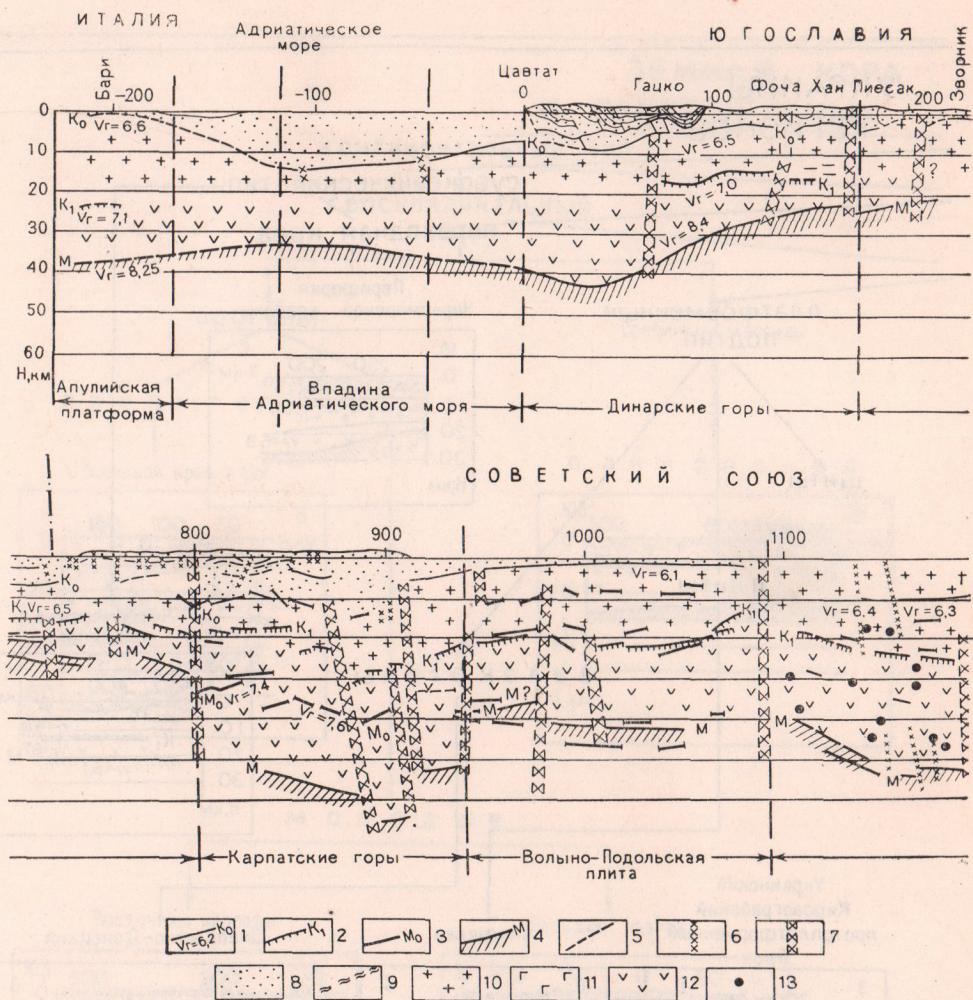
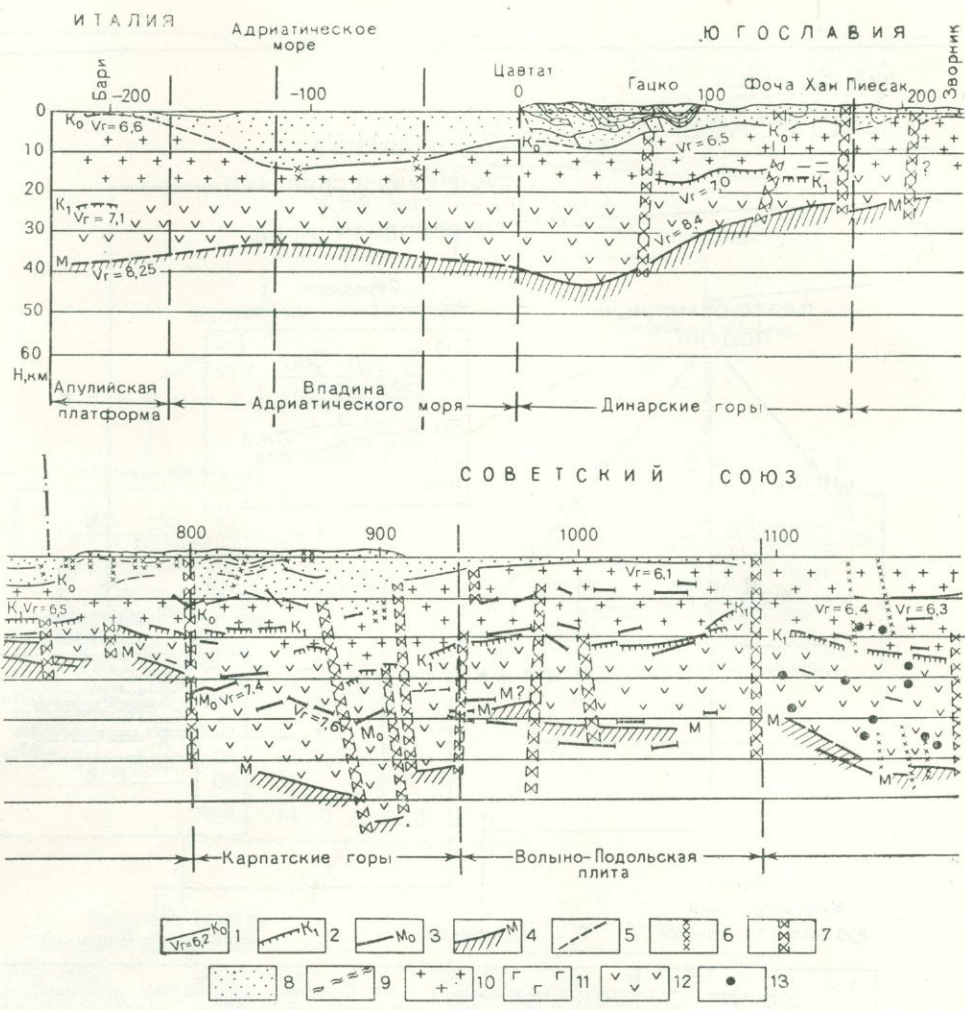


Рис. 9. III Международный профиль ГСЗ (Соллогуб, Чекунов, 1973).
 1 — поверхность фундамента; 2 — раздел К; 3 — раздел М₀; 4 — раздел М; 5 — разломы по геологическим данным; 6 — разломы по сейсмическим данным; 7 — глубинные разломы; 8 — осадочный слой; 9 — нижний структурный этаж в осадочном слое Большой Венгерской котловины; 10 — «гранитный» слой; 11 — габбро-лабрадориты Коростеньского плутона на Украинском щите; 12 — «базальтовый» слой; 13 — точки дифракций. Между пикетами 1100—1600 км разрез упрощен — сняты некоторые отражающие площадки

По предварительным данным, полученным по международным профилям, глубина поверхности М в районе Радзыня (Польша) 28 км, к северу эта глубина увеличивается до 34 км. Наибольшая мощность коры в Польше (48 км) обнаружена в районе Радзынь-Подляски. В южной части ГДР мощность коры 30 км, в районе Чешского массива 34 км и в Средней Чехии 38 км.

На территории ФРГ мощность коры сокращена по сравнению с нормальной толщиной. На рис. 10 можно четко проследить меридиональный подъем поверхности М, соответствующий общему утонению коры в районе Рейнского грабена. Как и в других аналогичных тектонических регионах, в Центральной части Рейнского грабена обнаружен слой со скоростью 7,2—7,4 км/с.

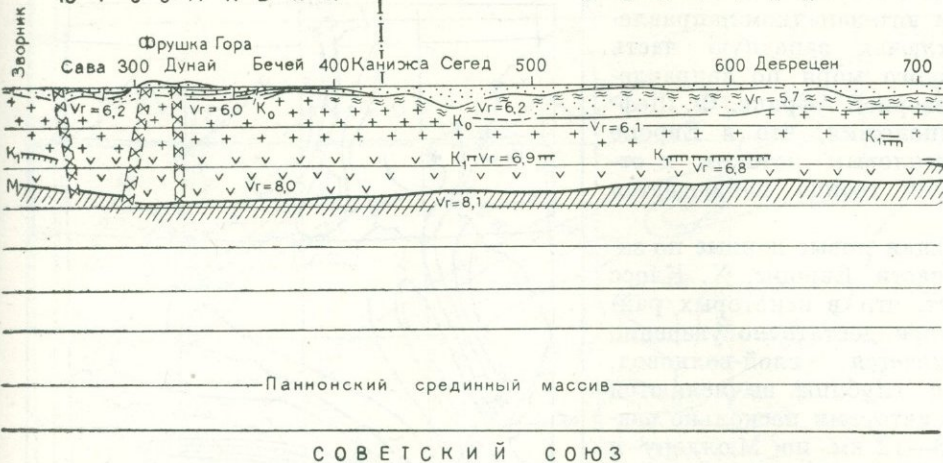
Выявленное в Западной Европе утонение коры неоднократно подвергалось критическому рассмотрению, как связанное с несовершенством методики вычисления. Однако для Европы установлены и другие аномалии физических полей. Так, например, наиболее выдающимся, аномальным районом на континентах является Венгрия, где повсеместно выявлены очень высокие значения теплового потока (рис. 11). Как указывает Т. Болдишар (Boldizar, 1964), его среднее значение для Венгрии составляет 3,035, что значительно выше, чем в Канаде, Японии, Австралии и Англии. Детальные исследования этой геотермальной аномалии показывают, что Венгерский бассейн представляет собой изолированный район повышенного тепла по сравнению с окружающими районами центральной и восточной Европы, где тепловой поток близок к среднему значению. Венгерский бассейн, располагающийся за Карпатской дугой, может рассматриваться как аналог глубоководной котловины окраинного моря, находящейся в тылу островной дуги. Такие районы повсеместно характеризуются аномально высокими значениями теплового потока, но, как указывает в своей работе В. Шеффер (Scheffer, 1964), тепловой поток в Европе будет близок к среднему, если не учитывать ряда аномальных зон. Одна из зон повышенного теплового потока ($Q > 2,00$) тянется от



По предварительным данным, полученным по международным профилям, глубина поверхности М в районе Радзыня (Польша) 28 км, к северу эта глубина увеличивается до 34 км. Наибольшая мощность коры в Польше (48 км) обнаружена в районе Радзынь-Подляски. В южной части ГДР мощность коры 30 км, в районе Чешского массива 34 км и в Средней Чехии 38 км.

На территории ФРГ мощность коры сокращена по сравнению с нормальной толщиной. На рис. 10 можно четко проследить меридиональный подъем поверхности М, соответствующий общему утонению коры в районе Рейнского грабена. Как и в других аналогичных тектонических регионах, в Центральной части Рейнского грабена обнаружен слой со скоростью 7,2—7,4 км/с.

Выявленное в Западной Европе утонение коры неоднократно подвергалось критическому рассмотрению, как связанное с несовершенством методики вычисления. Однако для Европы установлены и другие аномалии физических полей. Так, например, наиболее выдающимся, аномальным районом на контин-



СОВЕТСКИЙ СОЮЗ

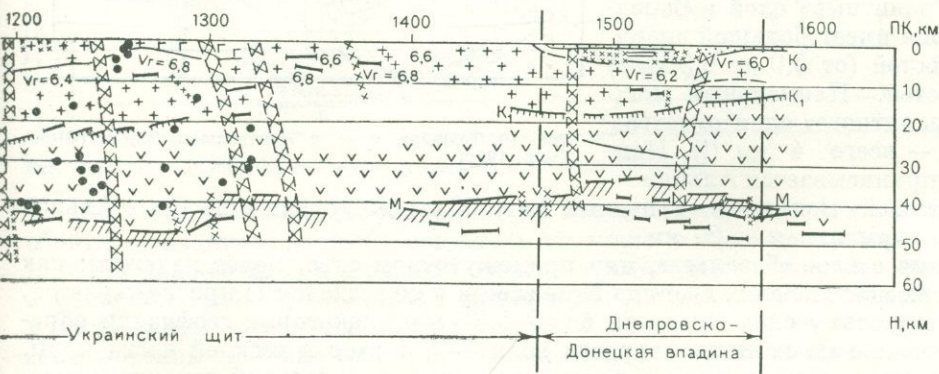


Рис. 9. III Международный профиль ГСЗ (Сологуб, Чекунов, 1973).

1 — поверхность фундамента; 2 — раздел К; 3 — раздел M_0 ; 4 — раздел М; 5 — разломы по геологическим данным; 6 — разломы по сейсмическим данным; 7 — глубинные разломы; 8 — осадочный слой; 9 — нижний структурный этаж в осадочном слое Большой Венгерской котловины; 10 — «гранитный» слой; 11 — габбро-лабрадориты Коростеньского плутона на Украинском щите; 12 — «базальтовый» слой; 13 — точки дифракций. Между шикетами 1100—1600 км разрез упрощен — сняты некоторые отражающие площадки

нентах является Венгрия, где повсеместно выявлены очень высокие значения теплового потока (рис. 11). Как указывает Т. Болдишар (Boldizsar, 1964), его среднее значение для Венгрии составляет 3,035, что значительно выше, чем в Канаде, Японии, Австралии и Англии. Детальные исследования этой геотермальной аномалии показывают, что Венгерский бассейн представляет собой изолированный район повышенного тепла по сравнению с окружающими районами центральной и восточной Европы, где тепловой поток близок к среднему значению. Венгерский бассейн, расположенный за Карпатской дугой, может рассматриваться как аналог глубоководной котловины окраинного моря, находящейся в тылу островной дуги. Такие районы повсеместно характеризуются аномально высокими значениями теплового потока, но, как указывает в своей работе В. Шеффер (Scheffer, 1964), тепловой поток в Европе будет близок к среднему, если не учитывать ряда аномальных зон. Одна из зон повышенного теплового потока ($Q > 2,00$) тянется от

Карпатского бассейна до Саксонии и далее в юго-западном направлении, включая западную часть Средиземного моря по направлению к Северной Африке. Ф. Шеффер предположил, что в Европе между тепловым потоком и отклонениями геоида наблюдается связь.

Обобщая новые данные по западной части Европы, Х. Клосс указывает, что в некоторых районах в коре достаточно уверенно прослеживается слой-волновод, хотя его глубины вычисляются разными авторами несколько различно (8—12 км по Мюллеру и Ландисману и 12—18 по Мейснеру). «Гранитный» слой в Западной Европе имеет большой диапазон скоростей (от 5,0 до 6,3 км/с) и мощностей. Наименьшая мощность «гранитного» слоя отмечена в Дании — всего 4 км (!). Наибольшая приписывается Альпам — по «парижской» модели для западных Альп 50 км, по другим моделям в Альпах мощность нормальная — 20 км.

Данные о слое «базальта», или промежуточном слое, менее надежны; как и на других континентах, граница К не всегда и не везде четко прослеживается. Приписывая этому слою скорости более 6,3 км/с, некоторые геофизики обращают внимание на наличие скорости волн 7—7,4 км/с в нижней части коры. Мощность промежуточного слоя характеризуется значительной изменчивостью, но примечательно, что попытки надежно выявить закономерности изменения мощностей этого слоя в Альпах остаются безуспешными. На сейсмических разрезах Центральной Европы, полученных в последние годы по методике ГСЗ, выявлена характерная для некоторых других регионов Восточной Европы (СССР) блоковость коры, наличие глубинных разломов. Вполне возможно, что именно недостаточная детальность первоначальных работ не позволила, например, представить «массив Иври» как сложно построенный блок, а его куполообразная форма, изображаемая на публикуемых разрезах, является следствием сглаженности, и одна из его особенностей, а именно достаточно крутые углы наклона, в дальнейшем, возможно, будет показана как система разломов.

Второе важное обстоятельство, выявленное в структуре коры Западной Европы, — это наличие в целом коры уменьшенной мощности по сравнению с нормальной; наиболее утоненная кора в пределах континента составляет 20 км. Кора такой толщины не известна на других материках. И, наконец, для Западной Европы характерно уменьшение мощности «гранитного» слоя на континенте за счет возрастания мощности «базальтового» слоя и частично осадочного, а на шельфе Европы — за счет увеличения осадков при сохранении общей толщины коры.

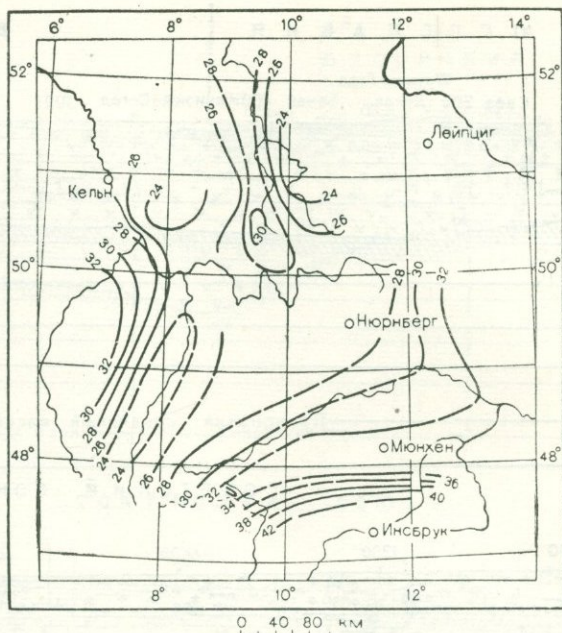


Рис. 10. Толщина коры в Центральной Европе (Giese, Stein, 1971)

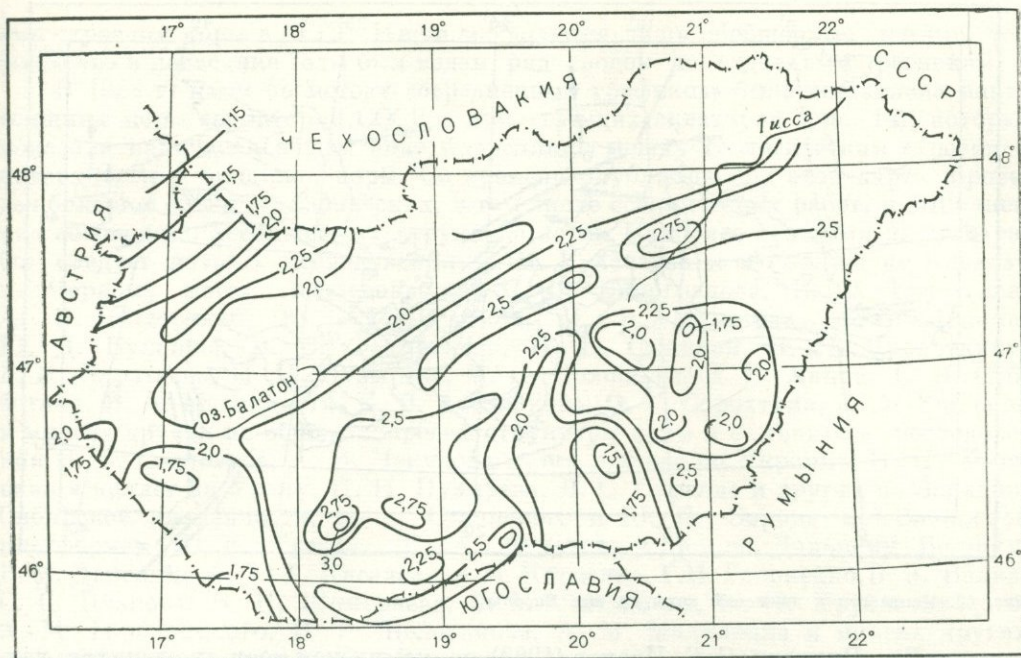


Рис. 11. Схематическая карта тепловых потоков в Венгрии (Boldizar, 1964)

Заканчивая обзор структуры коры Европы, по-видимому, нельзя все же обойти молчанием данные, свидетельствующие в пользу крупных горизонтальных движений. Это в первую очередь наличие растягивающих напряжений в Рейнском грабене; во-вторых, наличие погружающейся литосферы (рис. 12) в Тирренском море, что подтверждает наличие областей сжатия в Средиземноморском бассейне (рис. 13), и, наконец, глубокофокусные землетрясения в Карпатах, свидетельствующие о реликте погружающейся плиты в этой области.



Рис. 12. Погружающаяся плита в Тирренском море (по Ритсема).

Кружками обозначены гипоцентры землетрясений различной магнитуды

Приведенные данные о структуре коры Западной Европы показывают, что Европа является аномальным континентом. Эта мысль нами предварительно высказывалась еще в 1961 г. на основании материалов более ранних исследований и наших обобщений, где обращалось внимание на то, что Западная Европа имеет кору, утоненную против нормальной. В настоящее время это предположение подтвердилось сейсмическими исследованиями последних лет. Независимо от нас на основе анализа гравиметрических данных и рельефа к аналогичному выводу

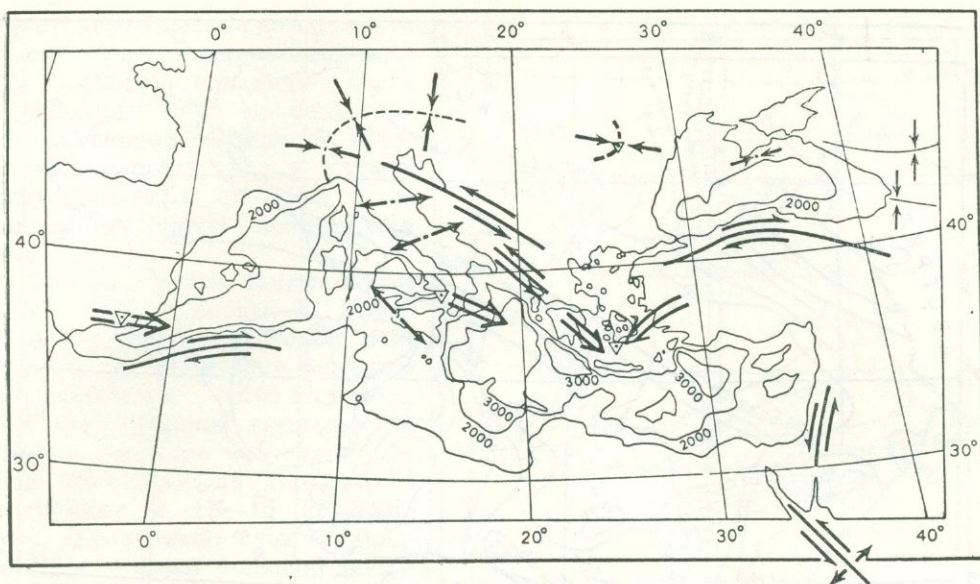


Рис. 13. Направления движений коры на юге Европы

пришел Дж. Вуллард. С. С. Иванов (1969) по комплексу всех имеющихся данных о структуре коры, ундуляциям геоида, тепловому потоку и др. сделал вывод о наличии современной активизации процессов в мантии в этой части материка.

Однако остается нерешенным вопрос, в чем искать причину того, что именно Западная Европа является аномальным континентом? Не есть ли это следствие развития Атлантического рифтогенеза и не встречаемся ли мы здесь с явлением зарождения дивергентной границы в ее начальной стадии?

ВОСТОЧНАЯ ЕВРОПА И СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ АЗИИ (территории СССР и сопредельные акватории)

Первыми исследователями строения коры в СССР были Е. А. Коридалин, Е. Л. Розова, Н. В. Райко, А. Я. Левицкая и др., использовавшие промышленные взрывы и землетрясения. Эти данные были подробно рассмотрены нами (Деменецкая, 1961 г.).

Широкий размах получили исследования коры после разработки метода ГСЗ под руководством Г. А. Гамбурцева, а также вследствие внедрения гравиметрического, магнитного и электромагнитного методов. В этих исследованиях принимали участие Б. А. Андреев, А. Н. Антоненко, Б. К. Балавадзе, П. С. Вейцман, Г. А. Гамбурцев, Ю. Н. Годин, Е. И. Гальперин, Р. М. Деменецкая, С. М. Зверев, С. И. Иванов, Г. И. Каратаев, Н. А. Беляевский, Ю. Г. Киселев, Д. Н. Казанли, И. П. Косминская, У. А. Кухмазов, И. В. Литвиненко, В. А. Магницкий, А. П. Милашин, Л. А. Нерсесов, И. Д. Померанцева, В. И. Попов, Е. Ф. Саваренский, С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, А. А. Тресков, И. К. Туезов, Г. К. Твалтвадзе, Н. И. Халевин, Б. А. Хрычев, В. В. Федынский, Э. Э. Фотиади, а позже К. А. Савинский, В. С. Сурков, А. В. Чекунов и др. В рамках этого короткого раздела нет возможности подробно осветить историю изуче-

ния строения коры в СССР. Ниже сообщаются лишь обобщенные данные, тем более что в последние годы был издан ряд сводок по отдельным регионам.

В 1958 г. нами по методу «осредненных графиков» была составлена карта толщины коры территории СССР и прилегающих акваторий (рис. 14), которая показала наличие в общем виде корреляции между геологическим строением поверхности и толщиной коры. Со времени опубликования этой карты проведен большой объем геофизических, в том числе сейсмических работ, и выполнен ряд обобщений, посвященных структуре коры. Наиболее важными из этих работ следует назвать исследования Б. К. Балавадзе и его коллег по Кавказу и Черному морю, исследования А. П. Виноградова, В. В. Белоусова, А. В. Сидоренко, Ю. А. Косыгина, М. В. Муратова, А. С. Мошина, Ю. Д. Буланже, В. В. Федынского, Н. Б. Сажинной, П. Н. Кропоткина, Г. И. Каратаева, Н. Н. Пузырева, М. К. Полшкова, В. Е. Хаина, С. И. Субботина, В. А. Магницкого, Е. В. Артюшкова, О. Г. Сорохтина, С. А. Ушакова и многих других по общим вопросам структуры коры и ее генезиса, исследования В. Б. Соллогуба, А. В. Чекунова и его коллег по Украине, Н. И. Халевина и коллег на Уралу, Н. Н. Пузырева, В. С. Суркова и других по Западно-Сибирской низменности, К. А. Савинского и Ю. И. Зорина по Сибирской платформе, К. Е. Туезова, С. А. Федотова и др. по Дальнему Востоку, Р. М. Деменицкой, Ю. Г. Киселева, А. М. Карасика, Г. И. Гапоненко, В. Э. Волка, С. С. Иванова, В. Н. Шимараева, Э. М. Литвинова, Н. Н. Трубяччинского, А. М. Городницкого, В. Г. Щелованова, А. М. Малявкина и многих других по арктическому шельфу СССР и глубоководной части Северного Ледовитого океана и еще сотни геофизиков, чей нелегкий труд глубинных исследований труднодоступных районов Союза ССР лег в основу последующих обобщений. Авторы при своих обобщениях пользовались опорными сейсмическими профилями и общими глобальными графиками Деменицкой или Вулларда или применяли свои, местные, региональные зависимости (см. приложение, таблица).

Применяя метод осредненных графиков в комплексе с новыми сейсмическими разрезами, а для отдельных регионов местные, региональные зависимости между Δg и Δh и толщиной коры, А. А. Борисов, Р. М. Деменицкая, И. П. Косминская, Н. И. Лопатина и В. А. Городницкая составили новую карту рельефа поверхности M для территории СССР и сопредельных акваторий. Эта карта демонстрировалась на XXII Международном Геологическом Конгрессе в Дели в 1964 г. Не останавливаясь на описании этой карты, укажем, что нет принципиальных отличий между картами 1958 г., 1964 г. и последующими, хотя они являются более подробными.

Хорошее, в масштабе крупных регионов, соответствие первой карты толщины коры и последующих объясняется хорошей изостатической компенсацией коры, что демонстрирует, например, карта, приведенная на рис. 15. Из этой карты следует в целом удовлетворительная изостазия крупных блоков с некоторыми зонами перекомпенсации и недокомпенсации, имеющими определенную зональную группировку.

Главная закономерность строения земной коры СССР, которая была отмечена нами еще в 1957 г., заключалась в том, что от крайнего северо-запада СССР (Баренцево море) к крайнему юго-юго-востоку (Тянь-Шань) намечается вначале совсем слабое, а затем все усиливающееся погружение поверхности M . Толщина коры соответственно увеличивается от 30—32 до 70—75 км.

На северных окраинах СССР, от Балтийского моря до р. Енисей, толщина коры довольно стабильна, рельеф поверхности мантии расчленяется весьма слабо. По мере перемещения на юг и юго-восток увеличивается мощность коры

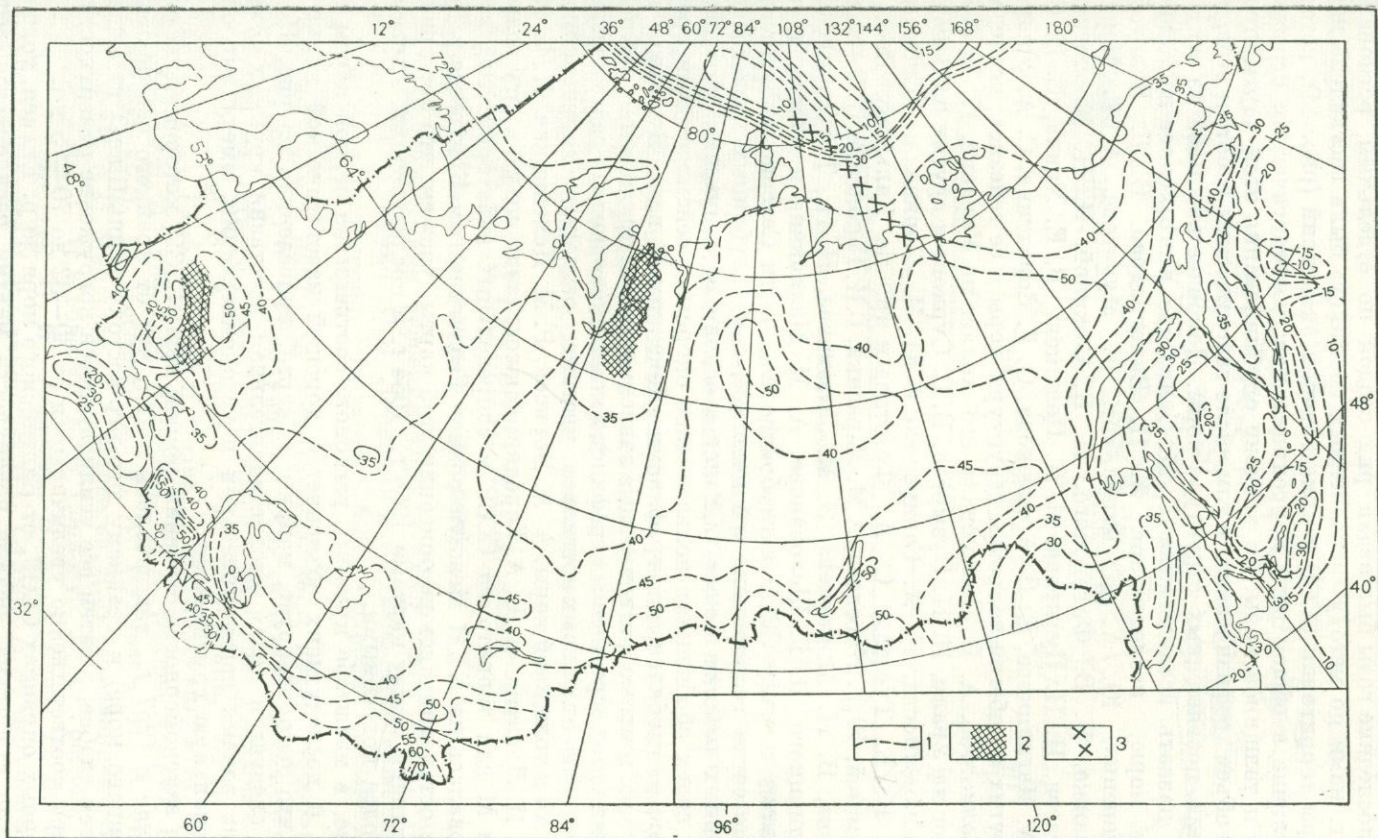


Рис. 14. Карта толщины коры до поверхности М на территории СССР и в сопредельных акваториях (Деменчикая, Городницкая, 1966).
 1 — изолинии толщины коры (на суше от дневной поверхности, на океане от дна); 2 — районы предполагаемых внутрикоровых рифтов; 3 — продолжение рифта Срединно-Арктического хребта на континент

и в рельефе мантии появляется более резкая расчлененность. Нельзя не отметить также той особенности, что на Русской платформе и в Западно-Сибирской низменности на фоне почти плоской поверхности мантии наблюдаются слабые, едва выраженные в рельефе, локальные структуры, в основном положительного знака. К югу от линии юго-запад — северо-восток, проходящей от Каспийского моря в Таймырской низменности, происходит общее резкое погружение мантии, на фоне которого чаще, чем к северо-западу от этой линии, встречаются локальные структуры в основном отрицательного знака. Причина этого феномена до сих пор не вскрыта.

Остановимся на глубинном строении некоторых районов СССР.

Геофизические исследования методом ГСЗ и отраженными волнами, проведенные в 1958—1970 гг. на Балтийском щите И. В. Литвиненко, К. А. Некрасовой, Л. Н. Платоненковой, И. С. Лениной, являются по существу первыми детальными сейсмическими работами с условиях древних щитов. Детальность работ, а также более широкое, чем в других районах, использование отраженных волн позволили авторам впервые надежно показать не только слоистость коры, но и ее блоковое деление (Литвиненко, 1960). Оказалось, что здесь блоки мало различаются между собой по мощности, всего лишь на 2—5 км, но заметно различаются по структуре коры (различное соотношение мощностей отдельных слоев).

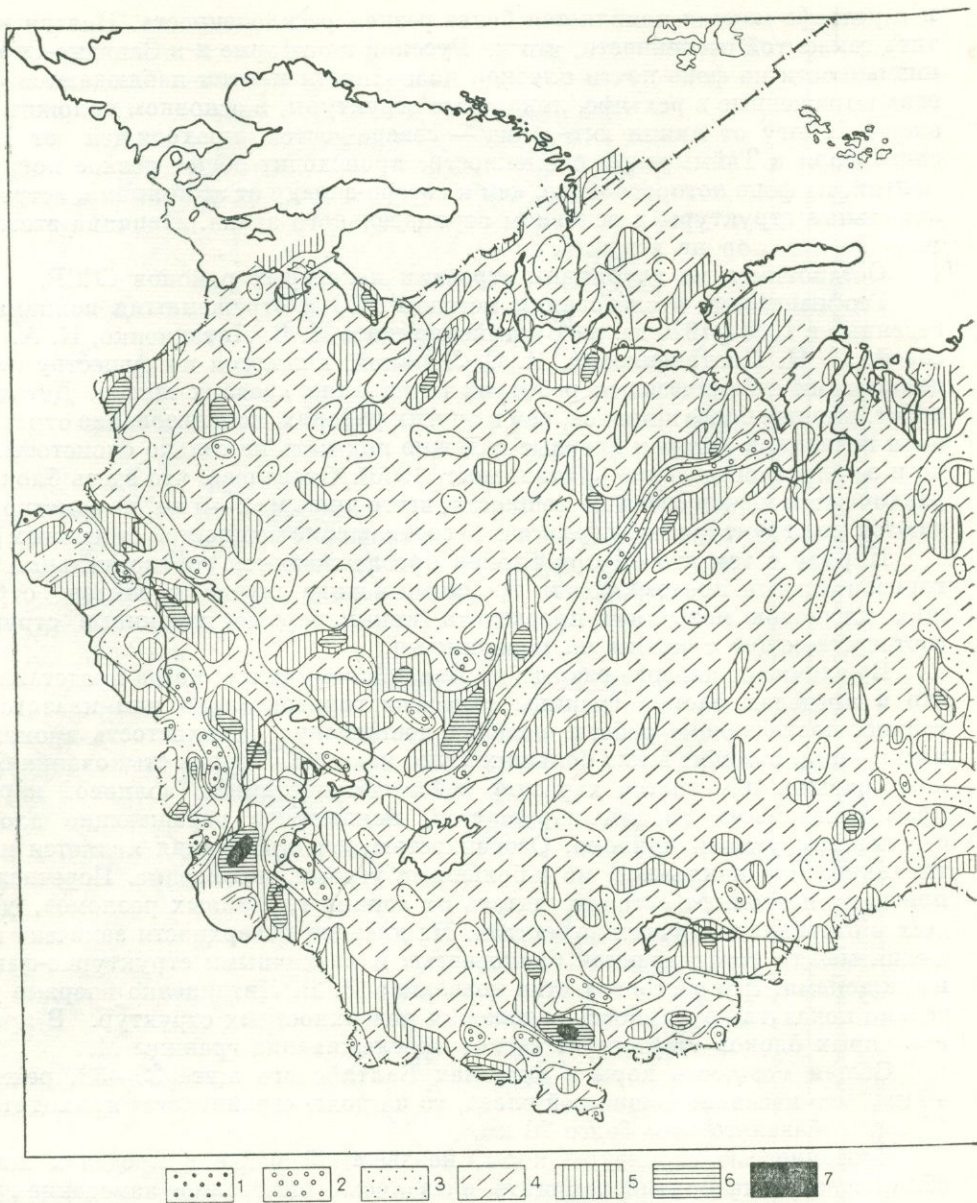
Наряду с тем что внутри блоков прослеживаются горизонтальные и субгоризонтальные преломляющие границы, в ряде случаев характер отражающих площадок позволяет проследить синклиновые глубинные структуры, соответствующие таковым на поверхности.

В отличие от первого разреза по Балтийскому щиту, когда представлялось, что в пределах блоков границы залегают горизонтально или квазигоризонтально, последующие работы выявили достаточную извилистость промежуточных границ, наличие в них больших углов наклона. В зонах стыкования блоков, как правило, изменяется характер сейсмической записи (волновой картины), прослеживаемость границ нарушается, появляются отражающие площадки с большими углами наклона. Особенностью зон стыкования является их вертикальное или наклонное, но с большими углами, положение. Перечисленные признаки позволяют авторам считать их зонами глубинных разломов, доходящих в отдельных случаях до мантии. На дневной поверхности замечена корреляция между установленной блоковостью и различными структурно-фациальными зонами. Это обстоятельство позволило И. В. Литвиненко впервые убедительно показать глубинность заложения поверхностных структур. В пределах некоторых блоков отсутствует четкое прослеживание границы М.

Общая мощность коры в пределах Балтийского щита 35—38, реже 30—40 км. Что касается мощностей слоев, то на долю «гранитного» приходится 7—15 км, а «базальтового» более 20 км.

Особенностью структуры коры, неизвестной ранее в пределах щитов и обнаруженной на Балтийском щите, оказалось существенное изменение граничных скоростей от 6,4 до 6,8 км/с для «базальтового» слоя, что позволило И. В. Литвиненко высказать предположение о возможных вариациях в составе «базальтового слоя» в пределах щита.

Рассматривая Балтийский щит, нельзя не остановиться на морской части сейсмического разреза, уходящей в Баренцево море. Здесь структура коры непосредственно при переходе от суши к морю даже в условиях мелководья, сохраняя континентальный тип и мощность 32—35 км, резко меняется в связи с появлением осадочного слоя, мощность которого на протяжении 150 км возрастает от 0 до 18 км. Эти выводы были позже подтверждены аэромагнитными



исследованиями, в разработку использования которых для изучения нижних частей земной коры заметный вклад внесли В. Э. Волк, С. С. Иванов, В. Н. Шимараев. На рис. 16 приводится разрез коры, составленный путем комплексного использования сейсмических данных и аномалий магнитного поля $\Delta T(a)$, протяженностью около 3000 км.

Русская платформа характеризуется относительно ровным залеганием мантии на глубине 35 км, на фоне которого имеются отдельные поднятия. Строе-

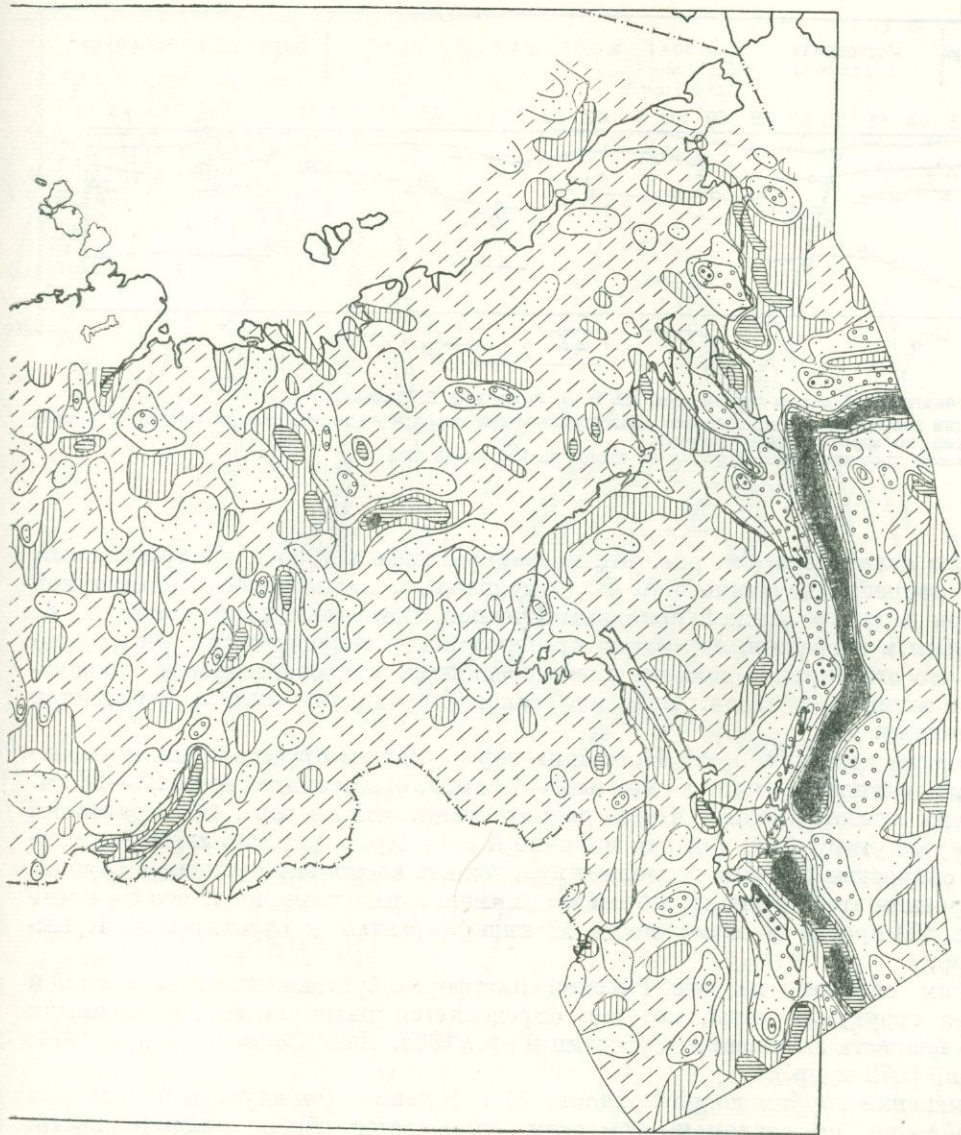


Рис. 15. Схематическая карта изостазии для территории СССР и сопредельных акватории по аномалиям Эри ($T=30$, $\Delta\sigma=0,6$), осреднение $1 \times 1^\circ$ (по М. Е. Артемьеву).

1—3 — положительные аномалии; 4 — аномалии, близкие к нулю; 5—7 — отрицательные аномалии

ние коры южной части Русской платформы весьма наглядно демонстрирует карта, фрагмент которой приведен на рис. 17, составленная В. Б. Соллогубом по новейшим геофизическим данным. Ведущее значение в исследованиях и расшифровке глубинного строения Украины принадлежит С. И. Субботину, В. Б. Соллогубу, А. В. Чекунову, М. В. Чирвинской.

Глубинное строение Русской платформы достаточно хорошо усматривается из этой карты, и здесь хочется обратить внимание лишь на структуру Днепрово-

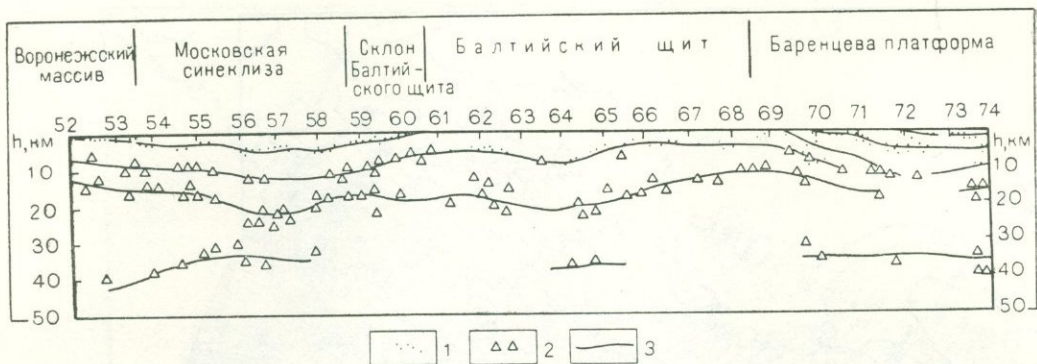


Рис. 16. Геомагнитный разрез земной коры (по В. Э. Волку и С. С. Иванову).

1 — проекции положения верхних кромок магнитоактивных пород; 2 — то же, нижних кромок; 3 — границы раздела по аэромагнитным данным. Ширина полосы проецирования от 70 км на севере до 100 км на юге

Донецкого авлакогена (см. рис. 14), названную нами в 1965 г. внутрикоровым рифтом, подробно изученного А. В. Чекуновым, и на наличие синклинойной структуры в центре южной половины Русской платформы, выделенной В. Б. Соллогубом и названной им «корни протерозойской складчатости». Он предполагает, что эти «корни» должны иметь соединение с протерозойской складчатостью Балтийского щита. Значение такого предположения не нуждается в пояснениях.

Толщина коры в области Крымских гор по нашим представлениям уменьшается по сравнению с платформой на 8—10 км, т. е. составляет всего 25—28 км. По другим представлениям, Крым должен иметь «корни гор». Обе трактовки активно дискутируются, так как наличие в ядре Крымских гор сейсмического слоя со скоростью 7,4 км/с позволяет предложить несколько вариантов глубинного строения этого региона. Обращает внимание, например, и то, что на карте (см. рис. 17) прогиб в поверхности М индифферентен к простиранию Крымских гор.

Таким образом, на юге Русской платформы устанавливается сложная блоковая структура коры, которая определяется разрывными нарушениями разного возраста заложения (Субботин и др., 1964, 1965; Соллогуб и др., 1971; Чекунов, 1972 и др.).

Изменение глубин до поверхности М в большинстве случаев происходит скачкообразно, по разломам, при этом наблюдается общая закономерность: мощность коры увеличивается под поднятиями и уменьшается под прогибами. Эта закономерность свидетельствует о наличии общей изостазии коры в этой области, однако поверхность М наиболее нарушена и испытывает особенно значительные скачки по глубине в зонах глубинных разломов, разделяющих основные геоструктурные элементы. Возможно, что поверхность М по своим физическим свойствам полигенетична вдоль всего профиля. Имеются участки, где регистрируются четкие закритические отражения; на других участках, где профиль проходит через зоны разломов, поверхность М не находит выражения в сейсмической записи; это, возможно, связано с ее раздробленностью или с постепенным, перезким, переходом от коры к мантии. Имеются и такие участки, где на поверхности М наблюдается зона мощностью 5—6 км с

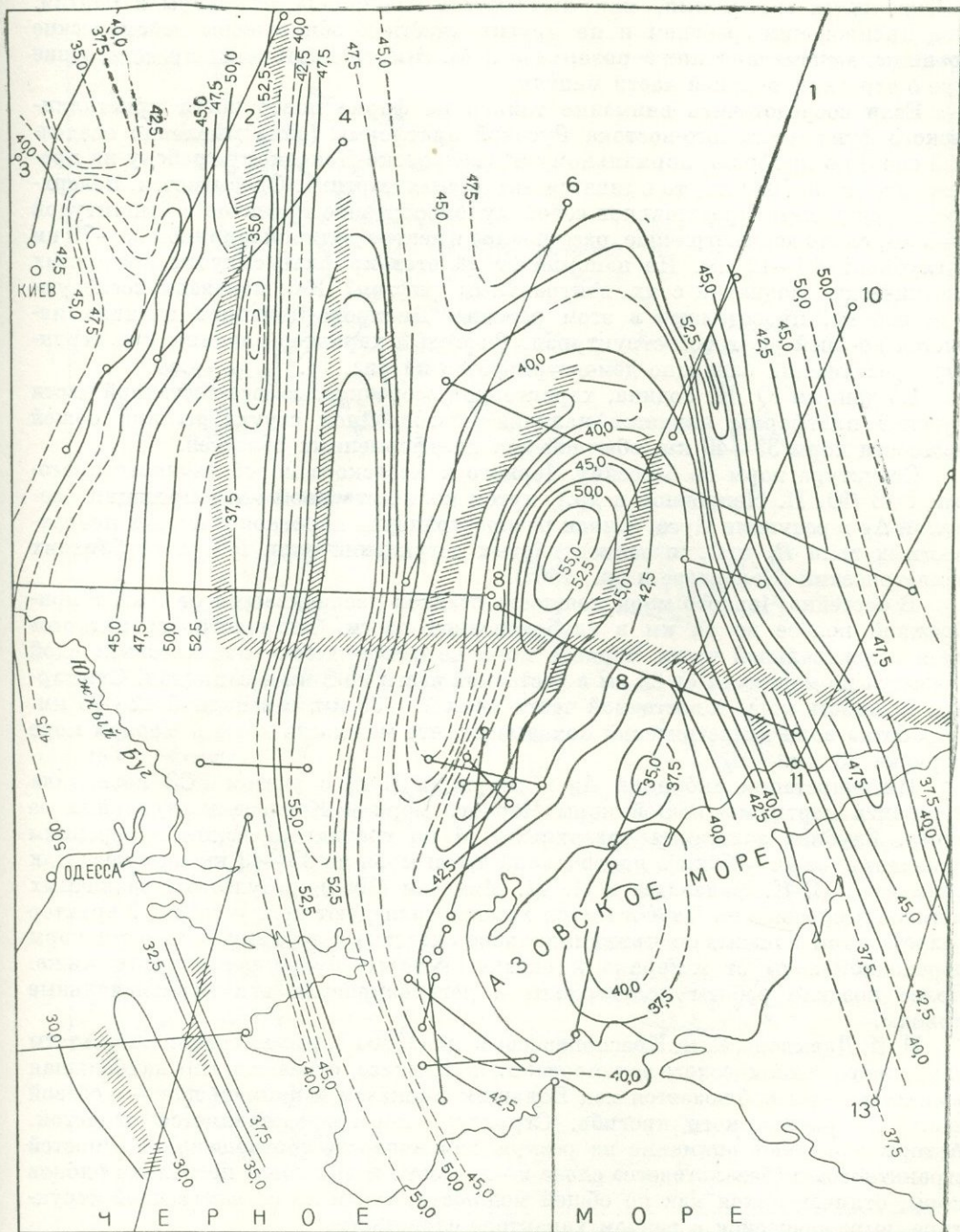


Рис. 17. Карта толщины коры до поверхности М для южной части Русской платформы (по В. Б. Соллоубу, 1972). Штриховкой показаны зоны разломов.

повышенными скоростями, как бы область взаимоперехода коры и мантии. Под Днепровским грабеном и на других участках обнаружены сейсмические границы, залегающие ниже поверхности М. Эти границы дают представление уже о строении верхней части мантии.

Если сосредоточить внимание только на форме поверхности кристаллического фундамента юго-востока Русской платформы (сняв мысленно осадочный слой) по профилю, нормальному к Днепровско-Донецкому грабену на протяжении около 1000 км, то выявится интересная картина. Оказывается, поверхность фундамента представляет собой куполообразное поднятие с амплитудой 4—5 км, слабо асимметричное, рассеченное в центре долиной шириной 50—70 км и глубиной 10—12 км. Не напоминает ли этот профиль силуэты срединных океанических поднятий с их центральным рифтом? Как показали последующие работы, проведенные в этом регионе, Днепровско-Донецкая впадина является древней рифтовой структурой. Рифтовый характер впадины как структуры растяжения наглядно демонстрируется на рис. 18.

По данным Ю. Н. Година, характерной особенностью юго-восточной части Русской платформы является наличие многослойной структуры при общей мощности коры 35—40 км, обычной для платформенных областей.

Структура коры по бассейну Черного и Азовского морей изучалась методом ГСЗ (Ю. П. Непрочнов и др.), путем количественной интерпретации аномалий Δg в редукции Буге, записи распространения короткопериодных поверхностных волн R_g и L_g и записи первых вступлений волн P и S от близких землетрясений (Балавадзе и др., 1965).

В бассейне Черного моря мощность осадков увеличивается от 7 км в прибрежной полосе до 14 км в глубоководной части. Типичного «гранитного» слоя в центральной части Черного моря не обнаружено. «Базальтовый» слой меняется по мощности от 22 км в восточной части до 8 км в западной. Суммарная мощность коры в восточной части моря 28—30 км, в западной 22—26 км. Обработка волн землетрясений показывает, что мощность коры в Черном море порядка 33 км.

Интерпретация аномалий Δg в редукции Буге с учетом ГСЗ позволила построить карты мощностей коры Черного моря и Кавказа и отдельных ее слоев. Глубина залегания поверхности М по гравиметрическим измерениям изменяется от 22—25 км в центральной части моря до 35—43 км на суше. Как указывают Б. К. Балавадзе и П. Ш. Миндели (1965), результаты различных методов исследования Черного моря хорошо совпадают между собой. Характер разреза коры показывает принципиальное сходство с другими разрезами коры переходной зоны от материка к океану, которые будут рассмотрены ниже. Более поздние работы подтвердили и детализировали эти первоначальные выводы.

Н. И. Давыдова, Г. В. Краснопевцева и др. (1966 г.), рассматривая результаты глубинного сейсмического зондирования на Кавказе, отмечают, что наибольшая мощность коры наблюдается под Большим Кавказом и наименьшая — в осевой части Предкавказского прогиба. Структура коры представляется слоистой. Авторы обращают внимание на резкую изменчивость соотношения мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев по профилю и выделяют несколько блоков коры, отличающихся как по общей мощности, так и по ее внутренней структуре, выражающейся в разном характере слоистости.

Детальные сейсмические исследования строения коры проводились также в центральной части Каспийского моря Е. И. Гальпериным, И. П. Косминской и др. (1962). Несмотря на их давность, эти работы были столь эффективны,

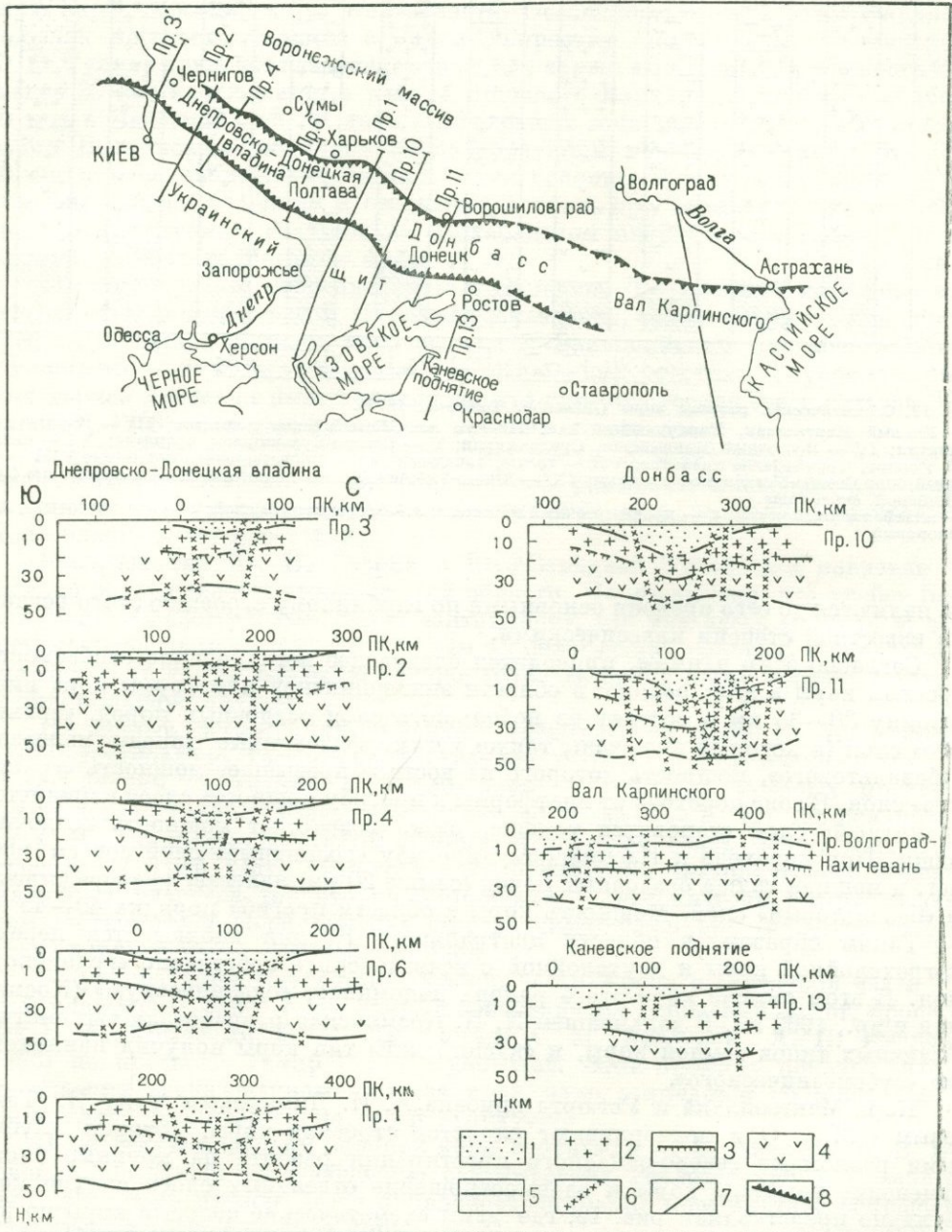


Рис. 18. Строение коры Днепровско-Донецкого авлакогена (Чекунов, 1972).
 1 — осадочный слой; 2 — «гранитный слой»; 3 — граница К; 4 — «базальтовый» слой; 5 — граница М;
 6 — разломы; 7 — профили ГСЗ; 8 — краевые разломы авлакогена

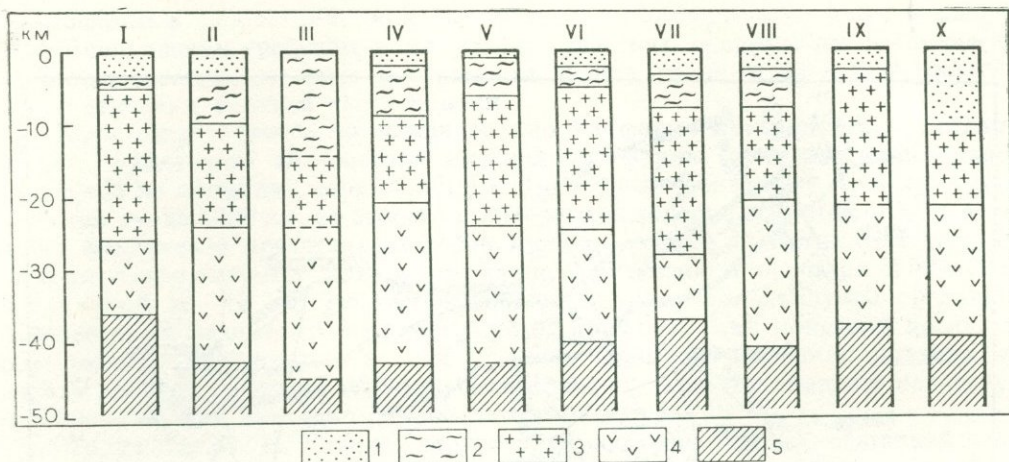


Рис. 19. Схематические разрезы коры (Димаков, Тамаров, 1973). I — Южный Мангышлак, Карауданский вал; II — то же, Жетыбайское поднятие; III — Каратауские поднятия; IV — Восточный Мангышлак, Сумса-Акпан; V — Северо-Бузачинское поднятие; VI — Северный Устюрт, Токубайское поднятие; VII — то же, западный склон Байчагырского поднятия; VIII — северный борт Северо-Устюртской впадины; IX — Южно-Эмбинская зона поднятий; X — южный борт Прикаспийской синеклизы. 1 — платформенный чехол; 2 — промежуточный комплекс; 3 — «гранитный» слой; 4 — «базальтовый»; 5 — подкоровый

что являются до сего времени основными по глубинному строению этого региона и в известной степени классическими.

Согласно этим данным, приводится следующее истолкование особенностей строения коры в этом районе: в области эпигерцинской платформы кора имеет толщину 30—35 км и состоит из небольшого слоя осадочных пород, «гранитного» слоя (в который включены также метаморфизованные породы палеозоя) и «базальтового», мощность которого на востоке превышает мощность «гранитного» слоя. В зоне перехода от платформы к прогибу мощность слоев изменяется, «гранитный» слой становится тоньше, резко возрастает мощность осадочной толщи. При переходе к Каспийскому прогибу «гранитный» слой совсем исчезает, и мощная толща осадочных пород (свыше 20 км) налегает непосредственно на «базальтовый» слой. Мощность коры в области прогиба порядка 40—45 км.

Таким образом, в области центрального Каспия наблюдается переход от трехслойной коры к двухслойной с исчезновением собственно «гранитного» слоя. В этом смысле кора этого района напоминает «океаническую» (Косминская и др., 1962 г.). В дальнейшем И. П. Косминская разработала систематику различных типов земной коры, и «каспийский» тип коры получил наименование «субокеанического».

Кора Мангышлака и Устюрта описана А. И. Димаковым и А. И. Тамаровым (1973). Они подчеркивают слоистое строение коры, которая глубинными разломами северо-западного простирания разбита на крупные блоки. Изменение толщины коры и взаимоотношение отдельных слоев внутри коры наглядно представляет рис. 19, где даны схематические колонки коры по различным блокам. Авторы проводят детальный анализ соотношения слоев и выводят соответствующие аналитические зависимости, однако при использовании этих разрезов следует иметь в виду, что работы велись не по методике ГСЗ, а методом регистрации обменных волн землетрясений.

В Западной Туркмении исследования были начаты под руководством основоположника метода ГСЗ академика Г. А. Гамбурцева. Результаты этих работ позволили И. П. Косминской, Ю. В. Тулиной и др. (1956) составить схематическую карту строения коры этой области. Особенностью этого района является большая мощность осадков с малой скоростью волн. И. П. Косминская и Ю. В. Тулина приводят следующее описание карты. «Наименьшая мощность коры (менее 30 км) наблюдается в районе Большого Балхана, а наибольшая (более 40 км) в Закаспийской впадине. Переходная зона между этими областями и район Балханского коридора характеризуются мощностями коры от 30 до 40 км, причем наблюдается резкий спуск границы М в сторону Закаспийской впадины. По наблюдениям в отдельных точках, при взрывах в пункте Ясхан, определены глубины границы на Ашхабадском направлении: Бами — 32 км, Арчман — 36 км и Мегин — 40 км . . .».

«Таким образом, строение коры в Западной Туркмении имеет некоторые отличительные особенности. Например, оказалось, что ее мощность под горным хребтом Большой Балхан меньше, чем в Закаспийском прогибе, и близка к мощности коры на прилегающих платформенных участках. Глубоких и больших корней хребет не имеет: возможно, что они уже успели «рассосаться» (Косминская, 1958). Эти данные до сего времени не устарели.

Южнее Большого Балхана кора утолщается, образуя корни не только под хребтом Кюрен-Даг, но и под современной равниной Закаспийской депрессии, как бы заранее предопределяя, по мнению авторов, возможное превращение этой области в горную страну.

Исследования Ю. Н. Година в Юго-Западной Туркмении показали несколько более сложное строение этой области. Не исключено, что хребет Большой Балхан действительно имеет «антикорни», так как здесь граница М зарегистрирована на меньшей глубине, чем в прилегающих районах. Эти исследования показали также большую раздробленность блока коры, соответствующего хребту большой Балхан.

На основе регистрации обменных сейсмических волн Н. К. Булиным (1963) установлено гетерогенное строение верхней части подкорового слоя на территории Туркмении. Намечены зоны, в пределах которых прослеживается четкая граница раздела, расположенная на 10—20 км глубже поверхности М. По предварительным данным намечается связь между характером строения верхней части оболочки и особенностями тектонического развития различных участков территории Туркмении — тектонически активным областям соответствует более высокая степень дифференциации (по упругим свойствам) верхней части подкорового слоя.

Структура коры Казахстана, южной части Урала и восточной части Русской платформы ранее была охарактеризована на основании работ, проведенных Б. А. Хрычевым, Л. М. Лысяковым, С. М. Альтером, А. П. Ивановым (1965) по профилю Темир-Тау — Куйбышев. Этот профиль показал, что на протяжении исследованного разреза кора мало отличается по мощности, но существенно различается по своей структуре.

Интересную подборку колонок коры составили А. П. Андреев, В. В. Бродовой и др. (1965) по обобщению сейсмических исследований в Казахстане (рис. 20). Здесь прежде всего привлекает внимание повсеместное сокращение «гранитного» слоя в составе коры.

Сейсмические исследования в Северном Тянь-Шане позволили определить общую мощность коры и расчленить ее на слои. Мощность коры и соотношение слоев осадочного, «гранитного» и «базальтового» существенно изменяются на



Рис. 20. Обобщенная характеристика глубинного строения основных геотектонических блоков Казахстана (Андреев, Бродовой, Гольдшмидт и др., 1965).

1 — осадочный слой; 2 — гранитный; 3 — диоритовый; 4 — базальтовый; 5 — верхняя мантия

протяжении 400—500 км профиля и связаны с геологическим строением района. Горы Северного Тянь-Шаня — Заилийский Алатау и Кунгей-Алатау, а также Джунгарский Алатау имеют «корни», так как здесь наблюдается пологое погружение границы М, причем существенно увеличивается мощность «базальтового» и уменьшается мощность «гранитного» слоев. Рельеф поверхности «базальта» в какой-то мере повторяет рельеф дневной поверхности этой горной страны. Граница М погружается с севера на юг.

В районе Прибалхашской впадины имеется поднятие «базальтового» слоя и некоторое погружение границы М, не связанное с наличием гор на поверхности. Г. А. Гамбурцев и П. С. Вейдман (1956) связывали это явление с глубинным продолжением хребта Джунгарского Алатау.

Позднее значительно более детальные исследования в районах Средней Азии проводили Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский, Ю. Н. Годин и др. которые показали, что по уровню залегания границы М и степени ее дислоцированности можно выделить три существенно различные зоны, соответствующие Туранской эпигерцинской платформе, альпийской складчатой области Копет-Дага и орогенической области Тянь-Шаня. Средняя мощность коры в пределах Туранской платформы не превышает 35—45 км; в районах Кара-Богаз-Гола, Центральных Кара-Кумов и депрессии Голодной степи отмечается относительно приподнятое залегание поверхности М с отметками не более 30 км. В зоне Предкопетдагского прогиба и в Предгиссарье мощность коры достигает 50 км, в предгорьях Копет-Дага она резко увеличивается до 55 км. В прилегающей к платформе орогенической области Тянь-Шаня мощность коры достигает 55—60 км. Интересно, что обрамляющим Ферганскую впадину хребтам соответствуют уменьшенные мощности коры — 45—50 км, а самой впадине — прогиб в коре до 55 км.

Сопоставление строения коры в Северном Тянь-Шане с расположением очагов землетрясений показало, что последние, как правило, концентрируются

в «базальтовом» слое. Это позволило высказать предположение, что активным слоем в этом районе является «базальтовый».

Восточнее г. Фрунзе, в области перехода от Киргизского хребта к Чуйской впадине, в рельефе «базальтового» слоя намечилось поднятие, а на глубинах 10—20 км выявлена зона глубинных разломов. Интересен вывод о том, что в этом районе поверхность «базальтового» слоя более «гориста», чем поверхность подкорового слоя.

Уральские горные сооружения почти не отображены в толщине коры, как можно судить по обобщенной карте. Более того, в направлении меридиана 60° протягивается узкое поднятие мантии, правда незначительной амплитуды, не более 2—4 км. Это значит, что мощность коры под Уралом немного отличается от мощности коры на Русской платформе, и Уральские горы не имеют «корней», и это заставило нас (Деменицкая, Москалева, 1970) высказать предположение о рифтовой природе Урала (по другим вариантам интерпретации кора под Уралом утолщена). С нашим предположением о существовании в структуре Урала древнего рифта согласны С. Н. Иванов (1971) и другие исследователи, установившие на Урале офиолитовые формации.

Через Урал выполнено несколько пересечений ГСЗ, которыми были установлены основные черты глубинного строения коры. В этих работах большое участие принимали Н. И. Халевин, П. Р. Таврин, В. С. Дружинин, В. М. Рыбалка, Э. А. Незолонова и др. Последние обобщения Н. И. Халевина по Уралу и прилегающим регионам приведены в табл. 2.

Кора на Урале, как и во многих других регионах СССР, разбита разломами. Часть разломов контролирует расположение интрузий базитов и гипербазитов зеленокаменной полосы Урала.

Характерно резкое увеличение «базальтового» слоя до 25—35 км, тогда как в сопредельных районах платформ его мощность не превышает 15—20 км. Увеличение мощности «базальтового» слоя происходит главным образом за счет сокращения толщины «гранитного» слоя, который предположительно имеет здесь повышенную основность, по сравнению с платформами.

Западно-Сибирская низменность характеризуется спокойным, вероятно, горизонтальным залеганием мантии, расположенной ориентировочно на 2—4 км выше, чем на Русской платформе, т. е. в целом кора здесь тоньше. Севернее широты 55° не намечается каких-либо изменений в толщине коры, а южнее наблюдается сначала слабое, затем постепенно увеличивающееся погружение поверхности М на юг и юго-восток и, следовательно, увеличение толщины коры. На фоне этого общего погружения выделяются области развития небольших локальных структур, преимущественно впадин. Несмотря на сходство в толщине коры Русской платформы и Западно-Сибирской низменности, их структура, в особенности в северной половине низменности, вероятно, отличается. Так, наличие мощного комплекса осадочных пород, достигающего, вероятно, 6—10 км, позволило предположить еще в 1961 г. наличие существенного поднятия меридионального простирания в мантии и соответственного утонения «гранитно-базальтового» комплекса, а возможно, и общего утонения коры. Это предположение было нами в 1966 г. облечено в более конкретную «геологическую» форму, а именно «внутрикорового рифта» (см. рис. 13). Интересно, что, изучая триасовые образования в Западно-Сибирской низменности, т. е. идя другим путем, Куликов и его коллеги (1973) тоже пришли к выводу о существовании в Западной Сибири погребенного рифта. Эти представления наглядно подтверждаются рис. 21, заимствованным из работы указанных авторов. К выводу о рифтогенной природе Западно-Сибирской низменности в сущности

Основные характеристики коры Урала и прилегающих регионов
(по Н. И. Халевину)

Регион	Блок коры	Глубина до границы М, км/с	Граничная скорость границы М, км/с	Средняя скорость в коре, км/с	Аномалия Буге	Магнитное поле	Характер современных движений	Примечание	
<i>Урал</i>									
а) осевая часть	I	45—52	8,1—8,4	6,45	+	-; +	+		
б) Предуральский прогиб	II'	35—45	8,1—8,6	6,4	-; 0	+; -	+		
в) Восточный склон	VI'	40—45	8,2—8,3	6,2—6,4	0; +	-; +	+		
<i>Восток Восточно-Европейской платформы</i>									
а) Волго-Уральская антеклиза	II	35—42	8,3—8,5	6,35	+	+; -	+		
б) Прикаспийская синеклиза	III	25—35	8,0—8,5	5,0—5,8	-; + +; 0	- -; +	+; - +; -		
в) Тиманское поднятие и Печорская синеклиза	III'							Для Тимана аномалии Буге и современные движения положительны (+), а для Печорской синеклизы отрицательны (-). Магнитные аномалии имеют здесь обратные знаки	
<i>Центральный Казахстан (Западная часть)</i>	IV	43—52	8,1—8,6	6,6	-	+; -	+		
<i>Западно-Сибирская плита</i>	V	33—38	8,0—8,1	6,35	0	+; -	-		
<i>Туранская плита</i>									
а) восточная часть	VI	38—43	8,1—8,3	6,0—6,4	0; -	-; +	+; -		
б) западная часть	VII'	25—50	8,0—8,8	6,35	+; 0	-; +	+; -		
<i>Копет-Даг</i>	VII	25—52	8,4—8,6	6,35	-	+	-; +		

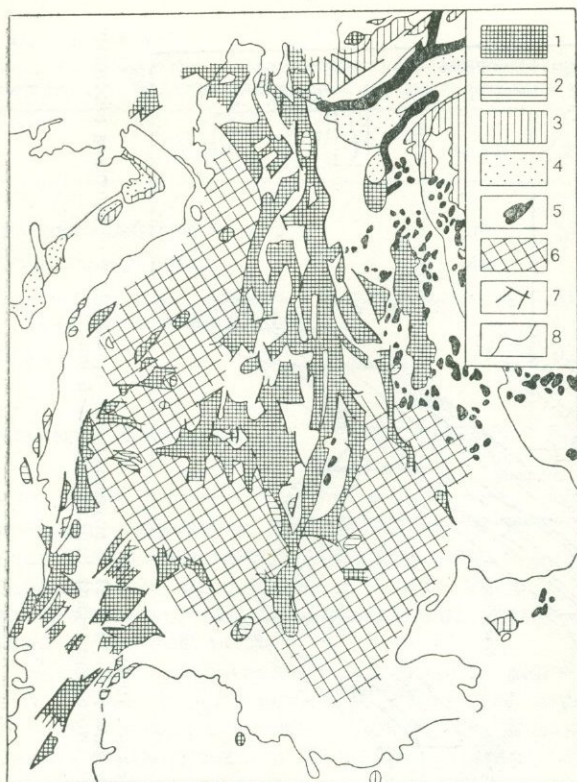


Рис. 21. Схема распространения триасовых образований в Западной Сибири (Куликов и др., 1973).

1 — вулканогенно-осадочная туринская серия (T_{1-2}); 2 — челябинская серия (T_3); 3 — поля эффузивных траппов (T_1); 4 — молассы остаточных передовых прогибов (T); 5 — интрузии основного состава (T_{1-2}); 6 — области вероятного распространения интрузии базальтоидов; 7 — разломы; 8 — граница Западно-Сибирской плиты

достигающих верхов мантии. Глубины залегания границы M для изученной части Западно-Сибирской плиты изменяются от 32 до 52 км. Среднее значение глубин на 8—10 км меньше, чем в прилегающих районах складчатого обрамления. Эти данные сопоставлены в табл. 3, заимствованной из работы Н. Н. Пузырева и С. В. Крылова (1971). Минимальные глубины M (32 км) обнаружены в районе г. Омска, максимальные (44—45 км) приурочены к восточной, приенисейской части плиты. На остальной части территории Западно-Сибирской плиты глубины изменяются от 35—38 до 40—42 км, обнаруживая тенденцию блокового, флексуриобразного, а возможно и типа уступа, рельефа поверхности M .

Авторы отмечают еще одно весьма примечательное свойство этого региона — средняя величина граничной скорости на поверхности M весьма устойчива и близка к нормальному значению — 8,0 км/с. Систематические отклонения от среднего значения составляют величину всего лишь $\pm 0,1$ км/с. В то же время переход к районам складчатого обрамления сопровождается изменением этой величины до 0,3—0,4 км/с (см. табл. 3). В пределах изученной части плиты

приближается и концепция Б. В. Гусева (1973) и Гамильтона о раздвижении Русской и Сибирской платформ. И снова мы приходим к замечательному определению Западно-Сибирской низменности как «несостоявшегося океана», данному В. В. Белоусовым еще в 1948 г.

Хотя и лаконичный, но наиболее полный и всесторонний анализ глубинного строения Западно-Сибирской низменности по результатам ГСЗ опубликовали в 1971 г. Н. Н. Пузырев и С. В. Крылов. Они показали что существует большая, чем предполагалось ранее, расчлененность поверхности фундамента плиты, с наличием глубоких депрессий (рис. 22). Более глубоким частям коры свойственна значительная неоднородность как по геометрии поверхностей, так и по физическим свойствам. Распространены инверсионные соотношения разных по глубине залегания сейсмических границ. Глубинные неоднородности проявляются в виде системы мозаичных блоков, имеющих горизонтальные размеры в 100 км и более, разделенных зонами глубинных разломов,

ТАБЛИЦА 3

Средние мощности земной коры (h) и значения граничной скорости V_r на поверхности мантии для Западно-Сибирской плиты и районов ее складчатого обрамления

Район	h , км	V_r , км/с	Примечание
Западно-Сибирская плита	36	7,9—8,1	
Енисейский кряж	45	8,1	
Алтае-Саянская область (Салаир, Томь-Кольванская зона)	45—46	8,0—8,1	
Урал	44	8,2—8,4	Данные В. С. Дружинина В. М. Рыбалки, Н. И. Халевина
Северный Казахстан	45—50	8,25—8,4	Данные А. Н. Антоненко, Г. К. Дубровина

авторами выделяется десять блоков, внутри которых залегание сейсмических границ, толщина коры, дробность ее расчленения по вертикали, мощности отдельных слоев и значения скорости упругих волн меняются мало. На границах таких участков, представляющих зоны сочленения, перечисленные параметры меняются резко.

Изучая аномальное магнитное поле территории СССР (рис. 23), Б. В. Гусев обратил внимание на то, что характер структуры этого поля Русской платформы, Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты позволяет выявить геологическую историю формирования этих регионов. Реставрация докембрийского аномального магнитного поля позволяет предполагать единую тектоническую природу крупнейших складчатых сооружений Восточно-Европейского и Центрально-Сибирского мегаблоков земной коры. Как показал этот автор, Большеземельская и Тунгусская, Тиманская и Енисейская, Восточно-Саянская и Мезенско-Выгегодская области складчатых систем расположены в единых аномальных палеомагнитных зонах. На рис. 24, а приводится фрагмент карты ΔT_a СССР и показаны линии предполагаемых разрывов. Производя реконструкцию полей по этим линиям, автор получил карту (рис. 24, б), с убедительностью показывающую единство аномалий Русской и Сибирской платформ. На этом основании, а также анализируя состав пород геологических структур, Б. В. Гусев делает вывод, что эти структуры ранее принадлежали единому мегаблоку коры и лишь в ходе тектонических процессов горизонтального типа были разобщены.

Процессы горизонтальных движений блоков коры в догерцинское время в Западно-Сибирской низменности косвенно, вероятно, подтверждаются и приведенной ранее картой (см. рис. 21), показывающей распространение эффузивов на этой территории. На карте видно характерное внедрение пород, весьма сходное с картиной, наблюдаемой при интрузиях в рифтах.

Другое исследование, подтверждающее наличие горизонтальных перемещений в пределах севера Сибири, Б. В. Гусев приводит в качестве примера изучения графтов Таймырской складчатой области. Эти материалы убедительно показали, что в западном блоке Таймырской складчатой области имеет место резкое (до 30°) отклонение к югу раннетриасовых палеомагнитных направлений по отношению к сравнительно стабильным направлениям в пределах Сибирской платформы, Центрального и Восточного Таймыра (рис. 25).

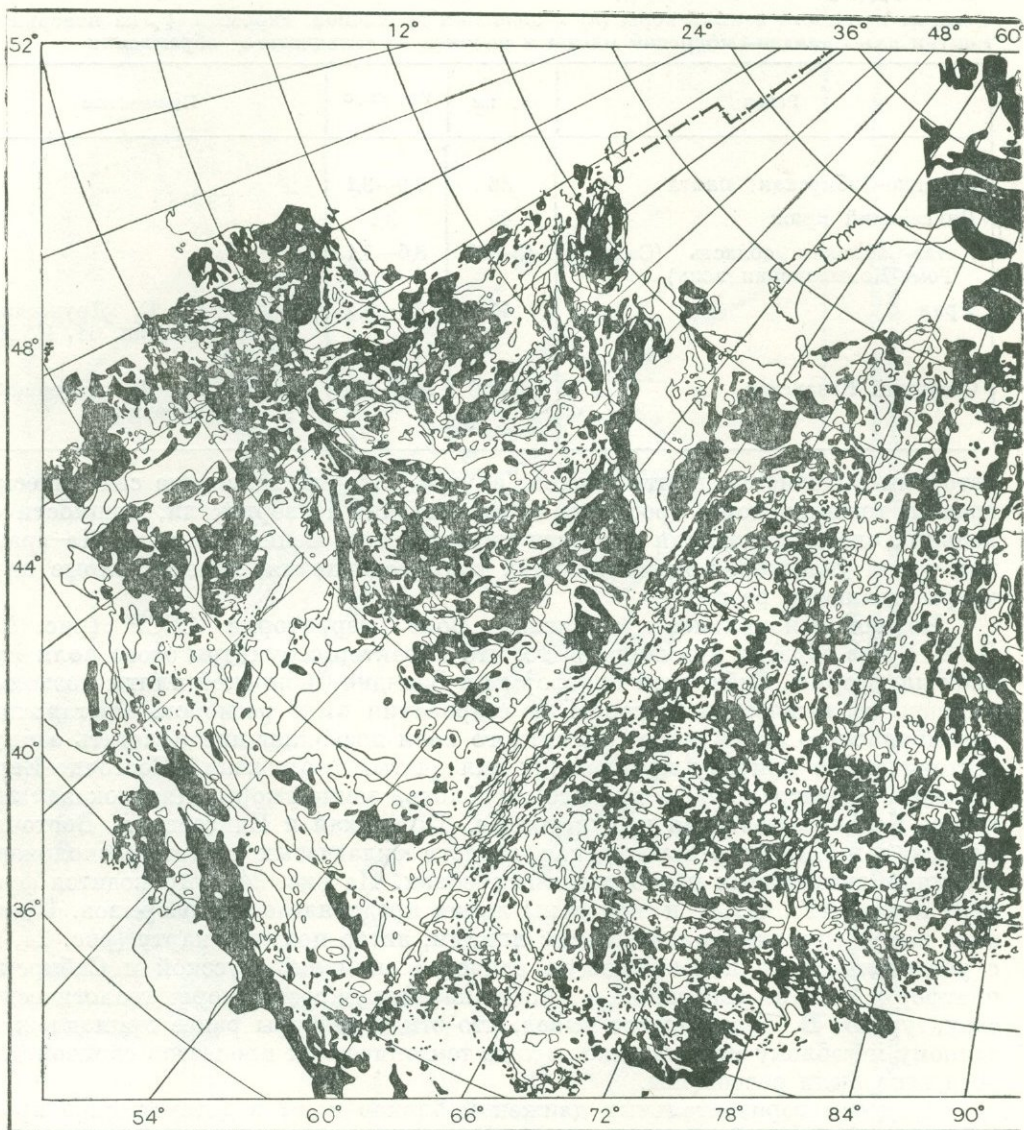


Рис. 23. Скелетная карта аномального магнитного поля тер

Разворот и смещение Западно-Таймырского блока могут быть объяснены процессами растяжения коры при формировании Енисей-Хатангского прогиба.

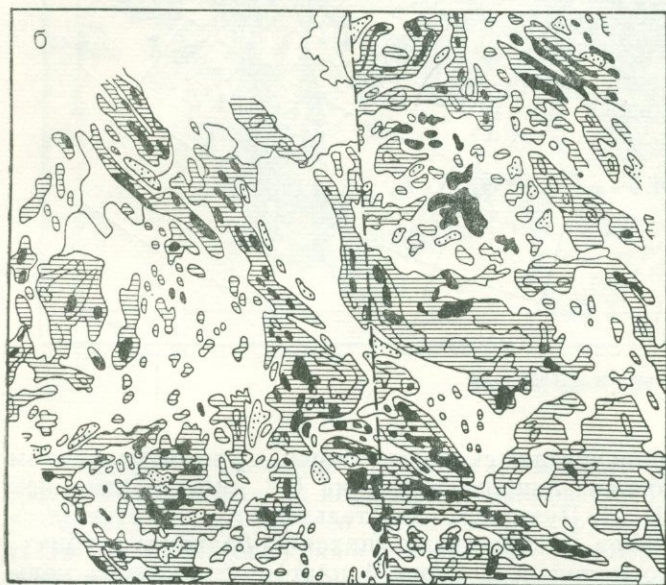
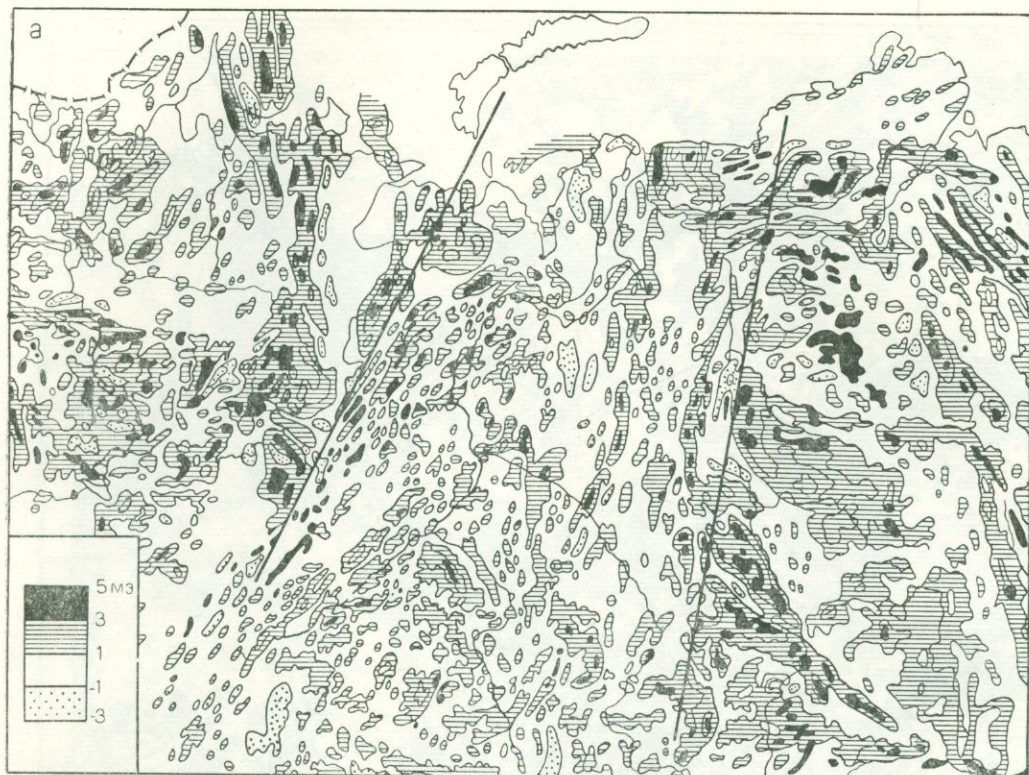
Представляет интерес различие в структуре коры Западно-Сибирской плиты и Енисейского кряжа (см. рис. 22). При переходе к последнему мощность коры возрастает с 41 до 47 км, изменяется характер сейсмического разреза внутри коры, исчезают границы, прослеживаемые в пределах плиты, резко возрастает (до 6 км/с) скорость в верхней толще коры. Установлено примечательное свойство сейсмического разреза для складчатой области, не отме-



Ритории СССР (Деменцкая, Карасик, Симоненко, 1966)

чаемое ранее, — это анизотропия средней скорости в коре — в меридиональном направлении скорость изменяется приблизительно на 0,2 км/с больше, чем в широтном. Это, по мнению Н. Н. Пузырева, свидетельствует о развитии здесь субмеридиональных дизъюнктивов, распространяющихся на большую глубину. При переходе от Енисейского кряжа к Сибирской платформе толщина коры уменьшается до 38—41 км.

Алтае-Саянская складчатая область изучена сейсмическим методом на участках Томь-Колыванской зоны, Салаира, Кузнецкого прогиба и частично



0 250 500 250 1000 км

Рис. 24. Фрагмент карты обобщенных аномалий ΔT_a СССР:

а — современное положение;
 б — после палеомагнитной реконструкции (по Б. В. Гусеву, 1974)

в Горной Шории. Толщина коры в Томь-Кольванской зоне 45—47 км, в Салаирском антиклинории 46 км и в Кузнецком прогибе 38—41 км.

Анализ средних значений плотности (Сурков и др., 1973) верхней части коры до глубины 15 км крупной структурно-формационной зоны Алтае-Саянской складчатой области показал, что для разных типов структур средние плотности различны, но вместе с тем имеется существенная разница в средних плотностях и для структур одного типа. Это очень важный вывод, который должен предостерегать исследователей против излишне прямолинейной интерпретации аномалий гравитационного поля.

Трактовка комплексных геофизических данных в Алтае-Саянской складчатой области в совокупности с анализом рельефа дневной поверхности показала, по заключению П. И. Морсина и В. С. Суркова (1973), что при амплитуде рельефа дневной поверхности в 4,5 км амплитуда рельефа складчатого фундамента 20 км, поверхности К 15 км и поверхности М 21—27 км при максимальной толщине коры в 57 км. По глубинам поверхности М имеет место ее резкое разграничение на две зоны — северо-западную и юго-восточную с разделением внутри зон на множество блоков. Характерно, что при одинаковых отметках осредненного рельефа глубины до М в разных блоках различны, и это, как отмечают авторы, отражает разную степень тектонической активизации блоков в конце палеозоя — начале мезозоя.

В этом регионе четко видны сложные соотношения между приращением рельефа дневной поверхности Δh и глубиной М, с наибольшим разбросом точек для осредненных высот, меньших 1 км. При этом не отмечается отчетливых зависимостей для зон различной консолидации. Структурные планы поверхностей М и К находятся в различных соотношениях: для зон складчатого типа характерно согласное положение К и М зоны, подвергшиеся после геосинклинального этапа значительным переработкам, как правило, характеризуются инверсионным залеганием внутрикоровых границ.

Главной чертой строения коры Сибирской платформы является существенная неравномерность ее толщины, наличие крупных по площади поднятий и депрессий в мантии. Характерно, что структуры типа депрессий имеют два взаимно перпендикулярных плана: северо-западный и северо-восточный (субмеридиональный и субширотный). Глубина прогиба этих депрессий и соответственно утолщение коры в среднем равны 5 км. На эти прогибы накладываются вторичные депрессии с амплитудой 5—7 км. Ширина меридиональных депрессий достигает 1500 км.

Второй весьма характерной чертой строения коры Сибирской платформы является то, что нет, по-видимому, разницы в толщине коры северной части Западно-Сибирской низменности и наиболее обнаженной части Сибирской платформы — Анабарской антеклизы. Это позволяет предполагать существенное увеличение в пределах антеклизы «базальтового» комплекса.

Наличие перечисленных особенностей определяет и характер ее строения в областях перехода от платформы к прогибам. Прогибы, окаймляющие северо-западную и северную части Тунгусской синеклизы, имеют сравнительно резкий переход и носят характер ступени в мантии с амплитудой до 5 км. Характерно, однако, что эта ступень имеет как бы обратное направление, т. е. от депрессий (Таймырской и Западно-Сибирской) к платформе (Тунгусская синеклиза). На границе Анабарской антеклизы и Оленекского поднятия переход от платформы к прогибам почти не отображен в толщине коры, а восточнее прогибы расположены на границе существенного утолщения коры, наблюдающегося при переходе от платформы к складчатой области Верхоянья.

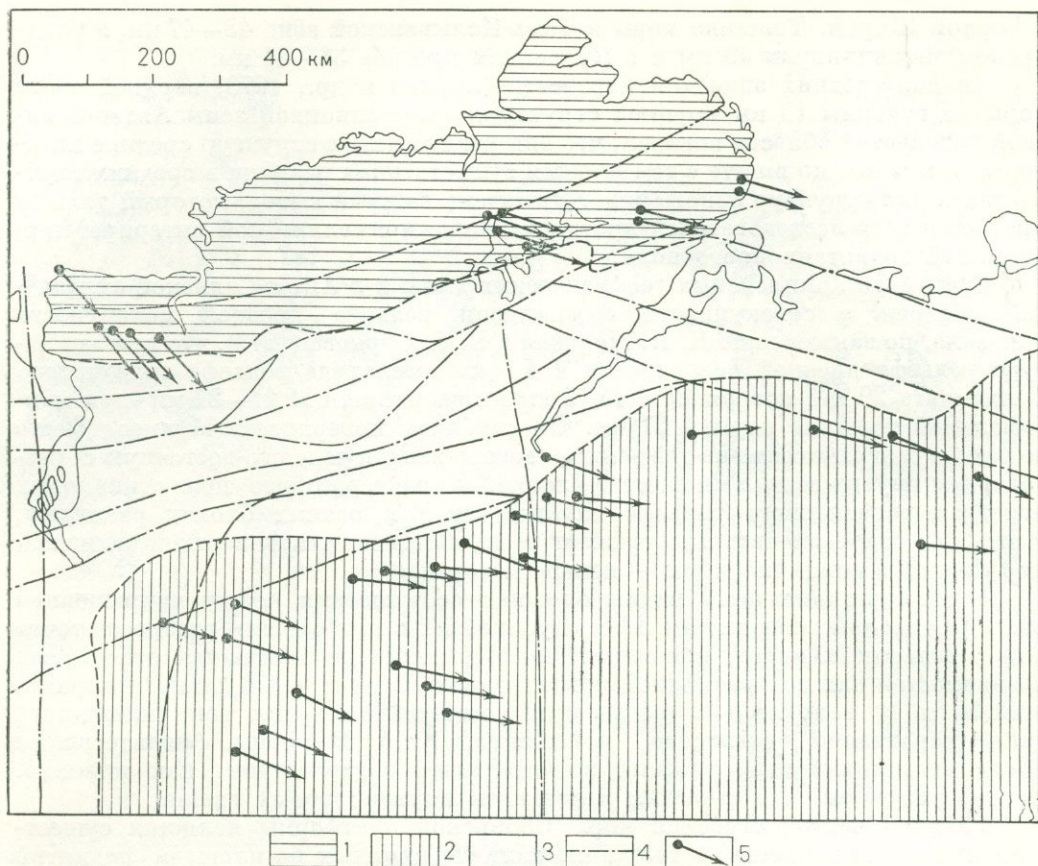


Рис. 25. Движение геоблоков на севере Сибирской платформы (по Б. В. Гусеву, 1974).

1 — Таймырская складчатая область; 2 — Сибирская платформа; 3 — Енисей-Хатангский прогиб; 4 — глубинные разломы; 5 — направление магнитных меридианов в раннем триасе

Складчатые системы, окаймляющие Сибирскую платформу, по-разному выражены в коре. Таймырские системы имеют небольшое по площади, вытянутое в северо-восточном направлении незначительное утолщение в коре (не более 3—5 км), соответствующее горному Таймыру. Верхоянская складчатость имеет большие «корни», достигающие 5—10 км; общая толщина коры здесь может достигать 40—45 км. Горные сооружения и активизированные части платформы, окаймляющие с юга Сибирскую платформу, имеют утолщенную кору до 45—50 км и даже 55 км.

Характерной чертой строения коры Сибирской платформы, в отличие от Русской, является также наличие более крупных по площади и амплитуде поднятий и депрессий в поверхности М, причем если на Русской платформе преобладают поднятия мантии, то на Сибирской — депрессии, т. е. наблюдается как бы повсеместное утолщение коры.

Дальний Восток, по-видимому, характеризуется сложным строением и резкими, до 15—25 км, изменениями мощности коры. Таким образом, на этой части территории СССР поверхность мантии имеет довольно сложный рельеф, в основном опять же типа впадин. К востоку, по мере при-

близости к океану, толщина коры уменьшается до 35 км, а в южной — до 25 км.

Таким образом, сравнение фактических данных по Западной и Восточной Европе (представленных в виде разрезов и карт) с представлениями о нормальной толщине коры приводит к выводу, что существует региональное аномальное изменение толщины коры на большом пространстве с запада на восток, причем ориентировочно на меридиане 20° в. д. аномалия меняет знак.

В отличие от Западной Европы, где обнаружена утоненная кора, на территории Советского Союза наблюдается незначительное, порядка 3—4 км, но почти повсеместное утолщение коры по сравнению с нормальной моделью. В 1961 г. нами (Деменицкая, 1961) было высказано предположение, что утоненная кора может быть обнаружена в северной части Западно-Сибирской низменности, что в дальнейшем подтвердилось. Этот интересный и принципиально важный вывод, вероятно, все же не однозначен. Не исключен и такой вариант интерпретации, что повсеместное увеличение толщины коры в Восточной Европе и Азии (практически в пределах площадей, изученных советскими исследователями) связано с выявлением в низах коры слоя повышенных скоростей — 7,3—7,5 км/с, что привело к необходимости принимать повышенную среднюю скорость при расчете общей мощности коры, т. е. в конечном итоге при тех же самых временах пробега волн общая мощность коры будет увеличена. Кроме того, остается неясным вопрос, в каких случаях следует включать слой со скоростью 7,5 км/с в состав коры, а когда следует считать этот слой аномальной мантией.

Детальные системы ГСЗ при исследовании земной коры в СССР позволили выделить в регионах системы блоков различной геометрии, как правило, угловатой формы, с тенденцией увеличения геометрических неоднородностей от верхних границ к нижним. Вместе с тем намечается определенная закономерность — величины (по протяженности) коровых блоков не превышают 100 км. Это, по-видимому, связано с пределом хрупкости литосферы. Различия в степени неоднородности строения приповерхностных и глубинных зон весьма велики, и это позволяет на фоне крупных коровых блоков, границы которых проникают в мантию, выделять вторичные, более мелкие блоки, иногда только по сейсмическим признакам, иногда по совокупности характера геофизических полей.

Существенным фактом в изучении коры на территории СССР является установление разрезов, сходных по мощности и структуре коры в районах с различной геологической историей — например: на Балтийском и Украинском щитах и, в какой-то мере, на Урале. Перебитость коры по всей ее толщине, частая перемежаемость блоков, размеры которых сопоставимы с толщиной коры, преимущественная вертикальность или субвертикальность в положении зон разломов, значительная расчленяемость на слои в пределах блоков и в то же время незначительное изменение общей мощности коры в целом — вот характерные признаки современных представлений о разрезе коры в наиболее детально изученных районах, где нет явлений современного орогенеза. Однако наряду с этими общими признаками, можно наметить и некоторые различия в разрезах, проявляющиеся в том, что мощности отдельных слагающих разрез слоев и их сейсмические характеристики различны, т. е., возможно, различен петрографический состав слоев, но не исключен и тот факт, что одни части коры (регионы) находятся в состоянии сжатия, а другие — в состоянии растяжения. С этой точки зрения прежде всего следует обратить внимание на наличие в большинстве разрезов, полученных на территории СССР, в низах, а иногда

и в средней и даже верхней частях коры слоя со скоростью 7,5 км/с мощностью 10 км и более. Например, на разрезе, секущем в широтном направлении Средний Урал, этот слой (скорость 7,5—7,7 км/с) настолько приближается к дневной поверхности, что мощность его достигает 30 км (1).

Изучение некоторых региональных особенностей глубинного строения коры на территории СССР позволило Э. Э. Фотиади и др. (1965) прийти к выводу, что в пределах СССР мощность коры в целом и мощность «базальтового» слоя отчетливо связаны с неоген-четвертичной структурой и что наибольшим мощностям коры соответствуют наибольшие мощности «базальта».

ЮЖНАЯ ЧАСТЬ АЗИИ

Рельеф поверхности Азиатского материка отличается крайним разнообразием, однако преобладает горный и плоскогорный рельеф: в Гималаях, Кара-Кумах и Куэнь-Луне сосредоточены наиболее высокие и наиболее обширные поднятия на всем земном шаре.

Геологическое строение Азии также более сложное по сравнению с другими материками. На ее территории расположено несколько крупных щитов и платформ, не подвергавшихся складчатости с докембрийского времени (Сибирская платформа, Таримский массив, Индостанский и Аравийский щиты и др.), и обширных складчатых областей, протягивающихся между ними и частично уходящих в море. На Азиатском континенте присутствуют складчатые пояса всех возрастов: палеозойский, мезозойский и кайнозойский.

В южной части Азии строение коры изучено крайне слабо. По сейсмологическим данным индийский исследователь М. Чаудхари (Choudhury, 1956) установил границу М в Гималаях на глубине 80 км. В более поздней работе (1964) тот же автор указывает глубину поверхности М под Гиндукушем в 75 км. Он также обращает особое внимание на то, что изостатически нескомпенсированные районы совпадают с зонами мелкофокусной сейсмической активности. Еще позже М. Чаудхари сообщил, что мощность коры в районе Тибета достигает 65 км.

Анализ карты (см. рис. 1), построенной по методу «осредненных графиков» (Деменецкая, 1961), показал, что только на севере, северо-западе и на крайнем юге Азии толщина коры менее 45 км. На всей остальной территории кора утолщенная; на юго-востоке ее толщина достигает 65—75 км. Характерным для Азии является нечетко отраженное на карте (поскольку сечение изолиний толщины коры было принято одинаковым для всей Земли, независимо от различия полноты данных), но вместе с тем достаточно определенно вытекающее из рассмотрения как гравиметрических, так и топографических карт, наличие на фоне общей средней мощности спорадических утолщений в коре и почти полное отсутствие локальных уменьшений толщины. В 1970 г. Кураши (Qureshy) составил карту толщины коры Индии, используя гравиметрические данные (рис. 26). Однако соотношения гравиметрических аномалий и толщины коры в Индии не слишком просты. Так, интерпретируя карту изостатических аномалий Индии, Дж. Вуллард отмечает, что объяснить аномалии в Индии довольно трудно. Спутниковые данные отмечают большую отрицательную аномалию массы в районе несколько южнее о. Шри Ланка, которая может иметь глубокий источник. Величины изостатических аномалий изменяются от —80 мгл на о. Шри Ланка и южной оконечности полуострова Индостан до нуля на широте 21°, где обнаружены положительные аномалии, связанные с горами Сатпура, Виндхья и Арравалли, которые, возможно, имеют горстовый характер.

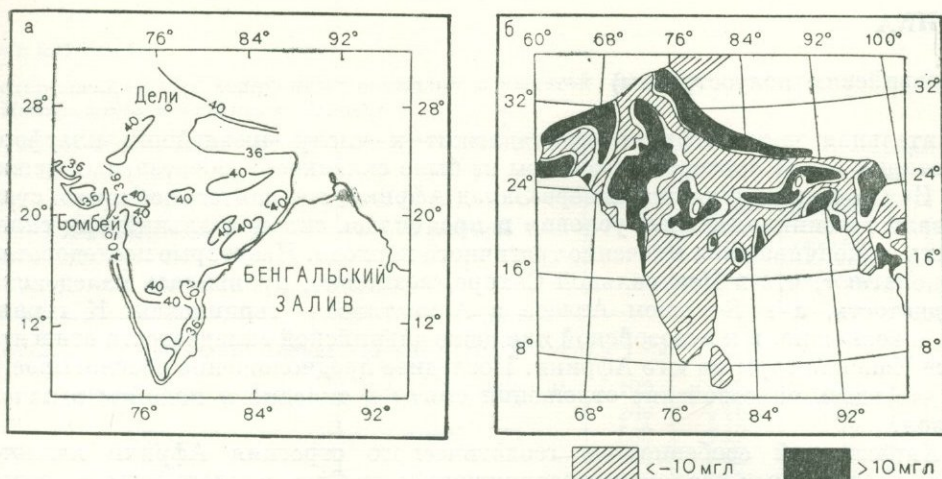


Рис. 26. Карты толщины коры в Индии (Qureshy, 1970) и изостатических аномалий (Gulatel, 1956)

Пояс положительных аномалий от Камбейского залива до Северного Пакистана, вероятно, обусловлен повышенной мощностью и плотностью коры, а минимум, приуроченный к долине Ганга, — мощным слоем аллювия.

Переходная зона от континентальной к океанической коре по своим очертаниям у Азии является более сложной, чем у других материков.

Сопоставление строения коры в Азии с геологическим строением поверхности показывает, что в общих чертах наблюдается соответствие между ними. Так, например, толщина коры на всех щитах Азии приблизительно одинакова, возможно лишь, что на Индостанском щите кора на 5—7 км больше, чем на Анабарском и Восточно-Китайском. Области герцинской складчатости имеют более утолщенную кору, в особенности те из них, которые осложнены позднейшими глубокими поднятиями.

И, наконец, наибольшая толщина коры, причем не только в Азии, но и на всем земном шаре, приурочена к молодым, высочайшим в мире горным хребтам Южной Азии (Гималаи и сопредельные горные сооружения).

Исследования тепловых потоков на территории южной части Азии почти не проводились — имеются лишь единичные измерения в Индии, которые показывают величину 1,2, т. е. обычную среднюю величину, характерную для областей подобного геологического строения (щитов).

В целом огромный Евразийский материк расположен в крупной депрессии верхней мантии с простыми очертаниями северных краев и более сложными восточных и южных.

По южной части Азии нет принципиальных новых данных. Однако это не может служить утешительным тезисом, что общие, генерализованные представления, даваемые картой, построенной по «осредненным графикам», свидетельствуют о простоте структуры коры южной части континента. Наоборот, новые взгляды на образование пояса Тетиса, многочисленные геологические данные о надвигах крупных пластин, сдвиговые нарушения вплоть до проявления в Саянах и Казахстане, говорят о том, что простота структуры коры этой части Азиатского континента может свидетельствовать о нашем крайне слабом знании глубинного строения юга Азии.

АФРИКА

(с Аравийским полуостровом)

Значительная часть Африки принадлежит к числу древнейших платформ, на которых после протерозойской эры не было складкообразовательных движений. Исключением является Северо-Запад Африки, где длительное время существовали геосинклинальные условия и проявилась сильная альпийская складчатость, закончившаяся в течение третичного периода. Некоторые исследователи предполагают, что в Центральной Сахаре, возможно, проявилась каледонская складчатость, а в Большом Атласе и Антиатласе — герцинская. К герцинской, а возможно, и к мезозойской или даже альпийской складчатости относятся также Капские горы на юге Африки. Последнее предположение обосновывается тем, что здесь палеозойские отложения смяты в складки и подняты в начале мезозоя.

Характерной особенностью геологического строения Африки является полоса грандиозных разломов, протянувшихся от Средиземного моря на севере до устья р. Замбези на юге, пересекающая в меридиональном направлении всю восточную часть Африки. В настоящее время эта полоса разломов трактуется как система рифтовых трещин, возникших в связи с региональным растяжением литосферы.

Суждение о строении земной коры Африки составлено главным образом по гравиметрическим данным, рельефу и геологическому строению, так как сейсмических исследований здесь было проведено мало. Сейсмические определения структуры коры проводились лишь в Западном и Восточном Трансваале, где определена толщина коры в 36—42 км (Willmore, Hales, Gane, 1952). Величина 36 км вычислена в предположении, что резкая граница между «гранитным» и «базальтовым» слоями отсутствует, т. е. что скорости волн с глубиной непрерывно возрастают до 8,1 км/с. Если учитывать, что не очень четкие вступления на сейсмограмме соответствуют все же фазам от «базальтового» слоя, то глубина поверхности М равна 39 км, а при учете еще одного возможного промежуточного слоя 42 км. Эти данные получены путем регистрации многочисленных слабых землетрясений. Записи производились сетью наблюдающих сейсмических станций, расположенных в направлении с юго-запада на северо-восток от точки с координатами 27,5° ю. ш. и 28° в. д.

Анализ гравиметрических данных позволил А. Хейлсу (Hales, 1960) получить здесь толщину коры в 30—40 км. Ф. Пресс (Press, 1960), исследуя групповые скорости, показал, что теоретические кривые строения коры Восточного Трансваала хорошо совпадают с кривыми групповых скоростей для Африки в целом. Это дает возможность предполагать, что толщина коры меняется от 24 до 38 км. Ф. Пресс, интерпретируя данные А. Хейлса и В. Сакса (Hales, Sacks, 1959), проводивших исследования методом преломленных волн по профилю Ангрия — Питер-Марецбург, выделил слой со скоростями 6,71 и 7,19 км/с и определил среднюю толщину коры вдоль профиля 35 км. Ими выделена поверхность М со скоростью 7,96 км/с и выше на 8 км граница со скоростью 7,19 км/с. Х. Клосс и К. Бенке (Closs, Behnke, 1963), обобщая данные о строении коры в южном полушарии, дают среднюю колонку коры для Южной Африки в 38 км.

Анализируя региональные аномалии силы тяжести и характер отклонения от изостазии для Африки, Дж. Вуллард считает необходимым по этим признакам разделить континент на три области: Южная Африка, Экваториальная

ТАБЛИЦА 4

Соотношение между величинами аномалий и высотой рельефа в Центральной и Северной Африке

Интервалы высот, м	Уравнение	h, м	Аномалия, мгл	Отклонения от	
				стандартных изостатических величин	США 2×2° среднего
<i>Аномалии в свободном воздухе для площадей размером 1×1°</i>					
Уровень моря —350	$FA = -0,088h + 34$	100	+25	+22	+22
		200	+16	+23	+20
350+	$0,062h - 20$	500	+11	+13	+10
		1000	+42	+40	+37
		1500	+73	+66	+64
		2000	+104	+87	+86
<i>Аномалии Буге для площадей размером 1×1°</i>					
Уровень моря —350	$BA = -0,172h + 20$	100	+3		+8
		500	-45		+15
350+	$-0,05h - 20$	1000	-70		+40
		1500	-95		+64
		2000	-120		+82
		<i>Аномалии в свободном воздухе для площадей размером 3×3°</i>			
Уровень моря —400	$FA = -0,085h + 24$	100	+21	+18	+18
		500	-2	0	+3
400+	$-0,086h - 45$	1000	+41	+39	+36
		1500	+84	+78	+75
		<i>Аномалии Буге для площадей размером 3×3°</i>			
Уровень моря —200	$BA = -0,184h + 24$	100	+6		+11
		500	-32		+28
200+	$-0,072h + 4$	1000	-68		+42
		1500	-104		+55

Восточная Африка, Центральная и Северная Африка. Гравиметрические параметры (табл. 4—6) показывают, что разница для отдельных регионов представляется вполне реальной. Изостатические аномалии показывают, что за исключением Атласских гор Северная и Центральная Африка характеризуются положительными аномалиями, а Восточная Африка — отрицательными. Для Южной Африки, занимающей по соотношениям среднее положение, аномалии обнаруживают смешанный характер. Сейсмические данные для Южной Африки от разлома, проходящего от Йоганнесбурга на север-северо-восток, дают пониженные значения мощности коры приблизительно на 5 км, а к западу от этой линии кора имеет нормальную толщину 42 км при высоте рельефа 1400 м.

Анализ схематической карты (см. рис. 1), составленной по осредненным графикам, позволил нам высказать следующие соображения (Деменецкая, 1961).

ТАБЛИЦА 5

Соотношение между величинами аномалий и высотой рельефа в Южной Африке

Интервалы высот, м	Уравнение	h, м	Аномалия, мгл	Отклонения от	
				стандартных изостатических величин	США, $2 \times 2^\circ$ среднего
<i>Аномалии в свободном воздухе для площадей размером $1 \times 1^\circ$</i>					
Уровень моря -300 300+	$FA = -0,137h + 23$ $-0,057h - 32$	100	+9	+6	+6
		500	-4	-2	-5
		1000	+25	+23	+20
		1500	+54	+48	+45
<i>Аномалии Буге для площадей размером $1 \times 1^\circ$</i>					
Уровень моря -350 350+	$BA = -0,232h + 20$ $-0,061h - 37$	100	-3		+2
		500	-68		-8
		1000	-98		+12
		1500	-129		+30
<i>Аномалии в свободном воздухе для площадей размером $3 \times 3^\circ$</i>					
700+	$FA = -0,0505h - 36$	1000	+15	+13	+10
		1500	+40	+34	+31
<i>Аномалии Буге для площадей размером $3 \times 3^\circ$</i>					
700+	$BA = -0,073h - 20$	1000	-93		+17
		1500	-130		+29

ТАБЛИЦА 6

Соотношение между величинами аномалий и высотой рельефа в Экваториальной Восточной Африке

Интервалы высот, м	Уравнение	h, м	Аномалия, мгл	Отклонения от	
				стандартных изостатических величин	США, $2 \times 2^\circ$ среднего
<i>Аномалии в свободном воздухе для площадей размером $1 \times 1^\circ$</i>					
Уровень моря -300 300+	$FA = -0,144h + 1$ $0,046h - 53$	100	-13	-15	-15
		500	-30	-28	-31
		1000	-7	-9	-12
		1500	+16	+10	+5
<i>Аномалии в свободном воздухе для площадей размером $3 \times 3^\circ$</i>					
150+	$FA = 0,05h - 56$	500	-31	-29	-32
		1000	-6	-8	-11
		1500	+19	+13	+10
<i>Аномалии Буге для площадей размером $1 \times 1^\circ$ и $3 \times 3^\circ$</i>					
350+	$BA = -0,063h - 57$	500	-89		-29
		1000	-120		-10
		1500	-152		+7

По-видимому, строение коры на больших пространствах Африканской платформы достаточно однообразно; в основном толщина ее составляет 35—40 км. Значительное утолщение коры до 50—55 км может наблюдаться лишь на севере, в районе Атласских гор, в области альпийской складчатости. Другое утолщение коры намечается в районе Абиссинского нагорья. Не исключено, что мощность коры здесь может также оказаться равной 50—55 км. Однако ввиду отсутствия данных такое предположение является сугубо умозрительным, так как эти горы могут оказаться бескорневыми.

Если обратиться к геологическому строению этой части Африки, то она представляет собой антеклизу древней платформы, активизированную современными движениями. Здесь структура коры может быть сложнее, чем это дано на нашей схеме; если следовать расчетам К. Кука (Cook, 1963) или Р. Гирдлера (Girdler, 1964), то в этой области может ожидать более тонкая кора, всего лишь порядка 30 км, а не 40—50 км.

А. Хейлс и В. Сакс (Hales, Sacks, 1959), например, считали, что установленная в Восточном Трансваале скорость 7,19 км/с может свидетельствовать в пользу нахождения в этом районе «смеси коры и мантии».

Рассматривая структуру коры Африки, нельзя не коснуться района Аравийского полуострова и о. Мадагаскар. Красное море характеризуется некоторым уменьшением толщины коры. Например, М. В. Муратов еще в 1957 г. высказал предположение, что толщина коры в Красном море составляет 24 км. Более поздними работами установлена такая же мощность коры в Красном море, и район этот признан молодым океаническим рифтом на первой стадии разрастания.

Аравийский полуостров, по-видимому, имеет строение коры, сходное с ближайшей к нему северо-восточной частью Африки. Возможно, что здесь толщина коры увеличивается до 45—50 км, но это предположение является сугубо ориентировочным, так как единственным критерием для суждения о глубинном строении Аравии является характер рельефа земной поверхности.

Что касается области перехода от Африканского континента к океану, то они достаточно однообразны. Почти вдоль всей окраины Африки намечается довольно резкий переход коры от типично континентальной к типично океанической. Исключение представляют два района: западная оконечность Африки, соприкасающаяся с архипелагом о-вов Зеленого Мыса, где должен быть более постепенный переход от континентальной к океанической коре, и область в юго-восточной части Африки, расположенная под акваторией Мозамбикского пролива. Эта область вплоть до западного берега Мадагаскара характеризуется, по всей вероятности, корой континентального или переходного типа толщиной 20—25 км. На о. Мадагаскар не исключено увеличение толщины коры до 40 км. Это увязывается с тектоническим строением острова, которое сходно с тектоническим строением самой Африки. Что касается северной окраины Африки, то здесь типично океаническая кора встречается, вероятно, лишь на очень небольших участках Средиземного моря (Деменицкая, 1961). Область перехода от Африки к Европе сложена главным образом корой промежуточного типа — субконтинентального и субокеанического. Здесь можно ожидать большие площади, где в балансе отдельных слоев коры большую роль будет играть комплекс осадков.

Африка, подобно Азии, расположена в огромной депрессии мантии, ограниченной достаточно крутыми склонами. Эта депрессия, похожая в грубом приближении на треугольник, имеет на востоке Аравийское и Мадагаскарское ответвления.

Данные о строении земной коры Африки немногочисленны и поэтому нельзя сделать какие-либо новые принципиальные выводы. По-видимому, Африка является наиболее крупным древним континентом Земли, прошедшим сложную историю геологического развития в докембрии и более простую в последние 600 млн. лет. Это значит, что в тот период, когда другие континенты в корне меняли свой геологический и морфологический облик и структуру коры, Африка оставалась относительно стабильной, еще неподготовленной к своему обновлению. Возможно, что структурные изменения коры начались сравнительно недавно в области знаменитых Африканских континентальных рифтов, где литосфера оказалась генетически предрасположенной, подготовленной к изменениям.

Е. Е. Милановский считает, что значительная часть Африканского рифта может быть отнесена к щелевому, слабовулканическому типу континентального рифта; Эфиопская и Кенийская рифтовые зоны имеют другой, существенно отличный тип — сводово-вулканический. Свод рифтовой зоны второго типа по диаметру прорезан грабеном шириной в несколько десятков километров и глубиной в сотни метров. В целом кора поднятой области близка к изостатическому равновесию, мощность ее под рифтовой впадиной около 20 км, а скорость на границе М около 7,5 км/с. Совместный анализ сейсмических и гравиметрических данных позволяет считать, что на глубинах от 20—30 км имеется менее плотная, чем обычно, мантия. Почти в центре Эфиопской сводово-вулканической области находится «треугольник Афар», от которого расходятся три рифтовые зоны: Восточно-Африканская, Красного моря и Аденского залива.

Область Афар покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 500 000. Аномальное магнитное поле имеет полосчатый характер и по преобладающему направлению простирания аномалий разделяется на три зоны. Несмотря на субконтинентальную мощность коры, характер магнитных аномалий в пределах области Афар близок к океаническому, особенно в южной части.

АВСТРАЛИЯ

Австралия до сего времени является сравнительно мало изученным в отношении структуры коры континентом.

Большая ее часть, расположенная к западу от береговых горных цепей, представляет собой платформу на докембрийском кристаллическом основании. Восточная часть Австралии (береговые горные цепи) и о. Тасмания представляют собой очень широкий герцинский складчатый пояс, западная часть которого частично перекрыта мезо-кайнозойскими осадками.

Восточнее располагается зона мезозойской и третичной складчатости, которая протягивается от Зондского архипелага, через северную горную часть Новой Гвинеи, Соломоновы и Ново-Гебридские острова, Новую Каледонию и Норфолк, до Новой Зеландии и отделена от Австралии океаническими впадинами глубиной 5180 м.

Данные о структуре коры Австралии относятся к южной части. По материалам, опубликованным Х. Дойлом (Doyle, 1957), в Южной Австралии в 1956 г. семью специальными сейсмическими станциями, расположенными на южном побережье материка на протяжении 1500 км, были зарегистрированы волны от взрыва атомных бомб. Глубина границы М по наблюдениям продольных волн равна 32 ± 2 км. Наблюдения над поперечными волнами показали несколько большую глубину границы М ($40 \div 2$ км). В работе Г. Дж. Макдональда (Mac

Donald, 1964) приводится средняя глубина поверхности М для этого же профиля — 37,4 км. В восточной части Австралии Х. Дойл (Doyle, 1957) определил толщину коры в 34 км.

Таким образом, карта (см. рис. 1), построенная нами в 1958 г., мало дополняется новыми данными. По-видимому, на большей части материка, соответствующей выходам на поверхность кристаллического массива и платформенным частям Австралии, средняя толщина коры около 35 км. В пределах платформенной части возможны отдельные участки уменьшения или увеличения толщины коры на 5 км, по-видимому, в основном за счет изменения мощности осадочного слоя.

Восточная часть Австралии в пределах герцинского складчатого пояса Австралийских Кордильер несколько отличается по структуре коры от платформ; здесь возможно местами утолщение коры до 45—50 км. На о. Тасмания толщина коры навряд ли превышает 35 км.

Следует обратить внимание на то характерное обстоятельство, что почти все окраины Австралии характеризуются особенно резким и быстрым уменьшением толщины коры при переходе к океану. Пересматривая ранние данные с дополнением результатов некоторых новых больших взрывов, И. Клири отмечает, что граничные скорости имеют более высокие значения под щитом и тенденцию систематически увеличиваться с востока на запад. Неплохо проявляется при исследованиях промежуточный слой на глубине около 20 км почти во всех частях Австралии. Мощность коры в среднем для континента оценивается этим автором в 40 км (Gleary, 1973).

Скорость продольных волн на поверхности М в Австралии, по данным четырех станций, составляет $8,23 \pm 0,02$ км/с. На двух регистрирующих станциях (Форрест и Кук) удалось выделить продольные волны со скоростью 6,12 км/с, относящиеся к фундаменту, расположенному непосредственно под осадочными породами.

Рассматривая строение коры этой части планеты, следует отметить, что Австралийский материк расположен в депрессии мантии, имеющей форму чаши с достаточно крутыми склонами.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Земная кора на территории Северной Америки изучена значительно более полно, чем на других континентах, за исключением Европы. Наряду с наблюдениями на сети сейсмических станций, обеспечивающих детальную запись землетрясений и больших взрывов и анализ поверхностных волн, в Северной Америке проводились обширные сейсмические работы методами отраженных и преломленных волн, гравиметрические и аэромагнитные съемки. Следует заметить, что одни и те же сейсмические данные пересматривались разными авторами, что связано с крайне сложным первичным материалом, особенно по Западу США.

Сведения о строении коры в Южной и Центральной Калифорнии впервые были получены Б. Гутенбергом (Gutenberg, 1932) и П. Байерли (Byerli, 1935). Затем Л. Лит (Leet, 1944) привел данные по Новой Англии. Систематизация сейсмических исследований, проведенных разными авторами в Северной Америке за 1943—1955 гг., представлена в более поздней работе П. Байерли (Byerli, 1956). Б. Гутенберг (1943) дал подробный анализ результатов сейсмологических наблюдений и рассмотрел некоторые вопросы строения коры в Кали-

форнии. В Южной Калифорнии он выделяет три слоя: 1) мощность 14 км и скорость 5,55 м/с; 2) скорость 6,05 км/с; 3) скорость 7,6 км/с. Общая мощность двух последних слоев составляет 25 км. На границе М он определил скорость 8,0 км/с. Позднее Б. Гутенберг подтвердил эти предварительные результаты.

П. Байерли впервые в 1935 г. определил, что в Центральной Калифорнии мощность верхнего слоя равна 9 км и общая мощность коры 32 км. В 1933—1939 гг. он сделал вывод, что запаздывание прихода волн во времени происходит из-за наличия в горах Сьерра-Невада «корня», который вдается в оболочку на 6—7 км.

Б. Гутенберг также указывал, что кора на северо-востоке Калифорнии имеет несколько большую мощность, чем на юго-западе. В районе 34° с. ш., 116° з. д., по его данным, граница М расположена приблизительно на глубине 50 км, а в северной части долины р. Оуэнс ($37,6^{\circ}$ с. ш., 118° з. д.) — на глубине 60—65 км. Б. Гутенберг предполагал, что «корень» особенно развит в центральной и, возможно, в северной части Сьерра-Невады и возник, вероятно, вследствие увеличения мощности более глубоких слоев коры, а не «гранитного» слоя. Дальше к юго-западу под горами Техасани не устанавливается признаков «корней гор». Позднее Гутенберг (1951) произвел анализ времен пробега волн в Южной Калифорнии, зарегистрированных от землетрясений и взрывов. Он считает бесспорным, что отраженные и преломленные волны связаны с границей М, которая находится на глубине 35 км в прибрежных областях Южной Калифорнии и значительно глубже под горными областями.

Ф. Пресс (Press, 1956, 1957), используя записи четырех землетрясений, отмечает, что: 1) мощность коры в изученных областях близка к средней мощности континентальной коры; 2) кора становится толще в 1,5 раза под блоком Сьерра-Невады и значительно тоньше в граничной с океаном зоне. Помимо сейсмологических, Ф. Пресс привлекает данные гравиметрии. Цубои (Tsuboi, 1956), интерпретируя отрицательную аномалию Буге величиной 200 мгл, приводил такие же данные о величине «корней гор» Сьерра-Невады. Соответствие сейсмических и гравиметрических данных, по мнению Ф. Пресса, свидетельствует о том, что блок коры, включающий Сьерра-Неваду, находится в изостатическом равновесии. Однако, сопоставляя эти данные с результатами исследований П. Байерли, Б. Гутенберга, а также с более поздними исследованиями Х. Тейтла и М. Тьюва, Ф. Пресс приходит к выводу, что на континенте Северной Америки наряду с компенсированными блоками коры встречаются и некомпенсированные.

М. Юинг и др. (1950), по материалам Дж. Ходжсона (1947), указывают, что вдоль профиля от Канадского щита до Новой Англии граница М выявлена на глубине 36—47,5 км. Ходжсон (1953) в результате сейсмических наблюдений в Восточной Канаде и Новой Англии и взрывов в озере Кирк-Лэнд определил среднюю мощность коры на Канадском щите в 35 ± 5 км. Для штата Висконсин Ходжсон, по данным Сликтера, указывает глубину поверхности М в 40—44 км. По данным Х. Тейтла и М. Тьюва, глубина М в центральных Аппалачах 40—45 км, а на центральном Атлантическом побережье Северной Америки она уменьшается до 33 км.

Р. Рейт и Г. Шор (Raitt, Shor, 1956) провели работы на побережье Калифорнии между параллелями 32° — 34° с. ш. и установили наличие границ раздела в коре, характеризующихся скоростями 2,8, 4,2, 6,2 и 8,2 км/с, при этом было определено, что мощность коры на Калифорнийском побережье 32 км. Авторы считают, что в области резко расчлененного подводного рельефа, к западу от Калифорнийского побережья, возможно существование коры континенталь-

ного типа только в виде отдельных глыб. Крупных вертикальных границ раздела между континентом и дном Тихого океана обнаружить не удалось.

Р. Фишер и Г. Шор (Fisher, Shor, 1956) в результате изучения строения коры в прибрежной зоне Тихого океана у берегов Центральной Америки (в районе Халиско, Акапулько, Теуантепек, Эль-Сальвадор и Коста-Рика) установили, что ее толщина в исследованной области изменяется от 18 км у береговой линии до 8 км в открытом океане.

Сейсмические исследования, проведенные Х. Тейтлом и М. Тьювом (Tatel, Tuve, 1957) начиная с 1947 г., показали, что в северной части штата Теннесси мощность коры по различным линиям наблюдений равна 39 км, при постоянной скорости в коре 6,0 км/с. Они же (Tatel, Tuve, 1951) провели исследования структуры коры Канадского щита путем записи мощных взрывов в штате Миннесота. В результате установлено, что глубина границы М в этом районе 37 км.

Взрывы, произведенные в бухте Бичер у побережья Калифорнии и записанные на континенте и на островах, показали, что глубина границы М, вычисленная в предположении отсутствия градиента скорости с глубиной, на побережье равна приблизительно 23 км, а по направлению к горам увеличивается до 32 км.

Экспедиция в Сиэтл и Пьюджет-Саунд (штат Вашингтон) зарегистрировала дальние взрывы, благодаря чему был исследован район Тихоокеанского побережья. Сейсмограммы обрабатывались по-прежнему при допущении, что скорость в коре постоянна и равна 6,0 км/с. В результате получено два возможных значения мощности коры на побережье — 30 и 19 км. Приблизительная высота местности в первом случае составляет 350 м и во втором 200 м. Глубина поверхности М, равная 19 км, получена для района, расположенного на расстоянии 100 км к западу от г. Сиэтла. Х. Тейтл и М. Тьюв обращают внимание на то, что это наименьшее значение глубины поверхности М на Американском континенте, и они считают, что если сопоставить результаты наблюдений в штате Вашингтон и в Калифорнии, то можно сделать вывод о том, что кора в изученной части Калифорнии более тонкая, чем в восточных районах, несмотря на присутствие по соседству высокого континентального массива.

В 1954 г. изучалась южная часть плато Колорадо, где высота гор составила 1400—2100 м. Регистрация мощных взрывов позволила определить, что здесь средняя толщина коры всего 30 км (на севере 34 км и на юге 28 км). Исследования в горах Уинта и Уосат (штат Юта) показали глубину границы М 29 км. Исследования по профилю Мэриленд — Виргиния показали, что граница М располагается здесь на глубине 26—29 км.

Используя приведенные выше данные о толщине коры, а также гравиметрические материалы и топографическую карту, нами (Деменецкая, 1961) по методу «осредненных графиков» была составлена карта толщины коры этой части Земли.

Карта (см. рис. 1) показывает, что толщина коры 35—40 км соответствует областям докембрийской складчатости как с поверхностным, так и с глубоким залеганием фундамента. Области древней палеозойской складчатости на крайнем севере Северной Америки, вероятно, характеризуются такой же толщиной коры. Что касается островов архипелага Пири, Земли Гранта и других, то здесь, возможно, толщина коры уменьшается до 30—25 км. Южная и юго-восточная части Северной Америки, представленные герцинской складчатостью слабо выраженной в рельефе, вероятно, также имеют толщину коры не более 40 км и лишь в некоторых случаях 43 км.

Северо-Американская платформа, как можно судить по карте, имеет мало дифференцированную толщину коры, но так как изолинии на карте проведены через 10 км, то отдельные изменения толщины, меньшие 10 км, естественно, не отражены на карте. Вместе с тем гравиметрическая карта этой части Америки позволяет предполагать в пределах платформы локальные структуры коры, выраженные как уменьшением, так и увеличением толщины коры порядка на 5 км. В действительности, как показали более поздние работы, строение ее коры достаточно сложное.

Строение коры западной части Северной Америки (Кордильеры) несколько иного характера, здесь намечается существенное увеличение общей толщины коры. Это утолщение протягивается узкой полосой с севера на юг и согласуется с определениями Б. Гутенберга и др. В отдельных частях Кордильер, в частности в районе Сьерра-Невады, толщина коры достигает 60—65 км. Эта область совпадает с распространением мезо-кайнозойской складчатости.

После 1960 г. исследования структуры коры и верхней мантии в Северной Америке приобрели более разносторонний характер. В ряде работ Томпсон, Тальвани, Пресс, Пакизер, Стейнхарт, Вуллард, Смит, Клосс, Бенке, Кокс, Ворцель и многие другие опубликовали результаты как новых экспериментальных наблюдений, так и различные варианты интерпретации первоначальных данных с учетом новых параметров.

В 1961 г. В. Бонини, Т. Смит и Дж. Вуллард опубликовали карту глубин M в США, также составленную по осредненным данным, но с большей детальностью.

Х. Клосс и К. Бенке, по данным метода преломленных волн с учетом гравитационных данных и данных анализа фазовой скорости, составили сводный разрез структуры коры США (рис. 27). Разрез показывает, что тонкая океаническая кора дна Тихого океана утолщается на материковом склоне, возрастает более чем на 20 км под Береговыми Хребтами и Большой Долиной и еще больше утолщается под Сьерра-Невадой и в провинции Бассейнов и Хребтов.

Л. Пакизер и Дж. Стейнхарт (Pakiser, Steinhart, 1964) опубликовали краткую сводку результатов некоторых сейсмических исследований, проводившихся в Калифорнии и Неваде, в Монтане и прилегающих штатах и в районе Великих Озер. Авторы считают, что мощность коры при сейсмических исследованиях может быть определена с точностью до 10%. Попытки улучшить этот результат встречают большие трудности, наибольшая из которых связана с недостаточной точной идентификацией фаз волн. Несмотря на трудности определения средней скорости, после тщательной увязки составлены карты, позволяющие судить об изменении мощности коры и сделать некоторые предварительные выводы:

1) мощность коры в районах, расположенных на уровне моря, изменяется от 20 км в Калифорнии до более 30 км в Техасе и вдоль побережья Атлантического океана;

2) в материковых регионах, находящихся выше уровня моря, мощность коры также неодинаково коррелируется с высотой местности. Например, в большинстве возвышенных и высокогорных районов, таких, как межгорные плато и особенно в провинции Бассейнов и Хребтов, мощность коры возрастает до 40 км, в то время как в других горных районах кора оказывается даже более тонкой, чем на береговой равнине восточной части США;

3) в некоторых регионах горы имеют корни, а в других их нет. Например, толщина коры в Сьерра-Неваде составляет более 50 км, а в провинции Бассей-

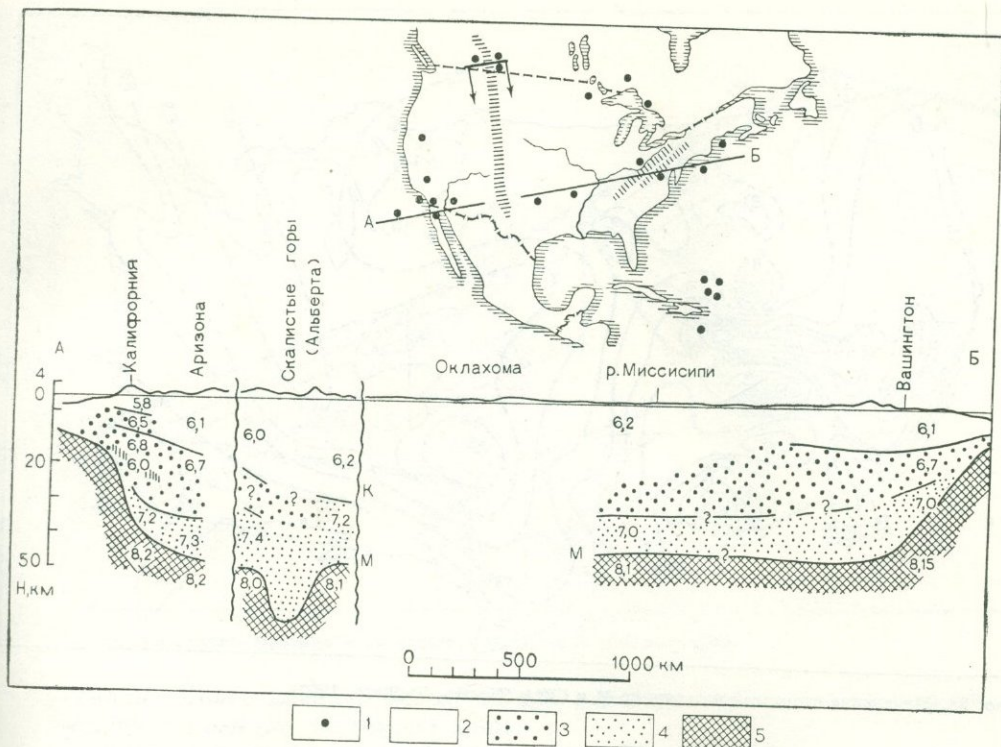


Рис. 27. Разрез коры в Северной Америке по результатам отдельных сейсмических измерений (Closs, Behnke, 1961).

1 — сейсмические пункты; 2 — осадки и «гранитный» слой; 3 — верхний; 4 — нижний «базальтовый» слой; 5 — перидотитовый слой

нов и Хребтов только 30 км; толщина коры в северной части Скалистых гор меньше, чем в провинции Больших Равнин;

4) средняя скорость в коре от места к месту меняется по крайней мере на 10%, будучи большей на участках со сравнительно мощной корой и меньшей, где кора сравнительно тонка.

Предполагается, что в районе Скалистых Гор кора имеет большую мощность и большую среднюю скорость, а западнее Скалистых Гор кора имеет небольшую мощность и низкую среднюю скорость. В районе Береговой равнины Атлантического океана средняя скорость в коре также низка. Наибольшей мощности достигает кора в провинции Больших Равнин, а наименьшей — в Центральной долине Калифорнии.

Построенные карты и их анализ позволили авторам сделать вывод, что регионы, характеризующиеся мощной корой и высокой средней скоростью в коре, также являются и регионами сравнительно высокой скорости в верхней мантии, а регионы тонкой коры и низкой средней скорости в коре относятся к числу регионов с низкой скоростью в верхней мантии. Так, например, вдоль береговой линии Калифорнии и западнее, в бассейне Тихого океана, граничная скорость в верхней мантии обычно больше 8 км/с. В высокогорных районах и на плато Дальнего Запада скорость обычно меньше 8 км/с. В других районах, например на востоке, в бассейне Атлантического океана и в Мексиканском заливе, скорость обычно также превышает 8 км/с (рис. 28).

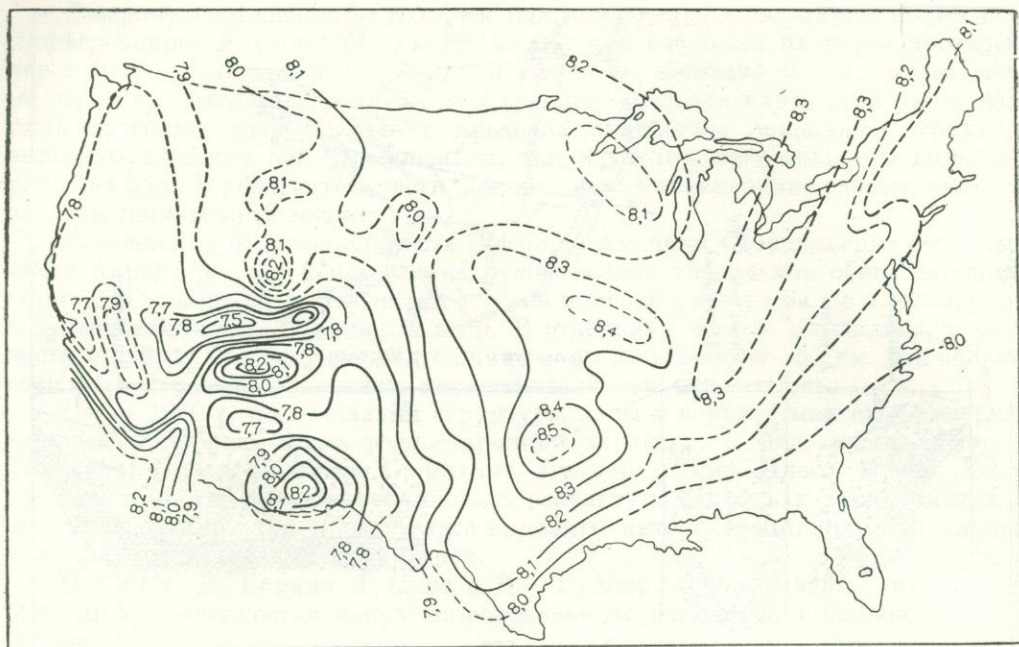


Рис. 28. Изменение скоростей на границе М в США (Herrin, Taggart, 1962)

Предельно низкие значения скоростей волн (7,5 км/с), относимые, однако, не к нижним частям коры, а к мантии, были обнаружены в районе Соленого Озера; предельно высокие значения скорости в мантии (8,5 км/с) установлены в Техасе и Оклахоме. Возможно, что эти аномальные значения скоростей получены за счет значительного наклона границы М. В некоторых случаях аномально высокие значения скорости могут означать, что сейсмические волны проникли очень глубоко и достигли горизонтов верхней мантии ниже границы М.

Л. Пакизер и Дж. Стейнхарт отмечают, однако, что в исследованных районах не только средняя скорость в коре, мощность коры и скорость в верхней мантии находятся в тесной зависимости друг с другом, но и плотность в коре и в верхней мантии, вероятно, изменяется в непосредственной связи со средней скоростью в коре и верхней мантии.

Материалы по провинции Бассейнов и Хребтов показывают, что зависимость скорости от глубины позволяет произвести разделение коры на верхнюю и нижнюю части. Роллер и Хили полагают, что верхняя часть коры распространяется до глубины около 20 км, скорость волн в этом, вероятно, богатом кремнеземом слое увеличивается от 6,0 км/с около поверхности до примерно 6,4 км/с у основания слоя. Нижняя часть коры простирается от 20 км до границы М, расположенной на глубине около 30 км. Скорость волн в этом, вероятно, «габбровом» слое колеблется от 6,6 до 7,0 км/с и, возможно, увеличивается с глубиной. Между верхней и нижней корой наблюдается достаточно резкая граница раздела.

Л. Пакизер отмечает, что провинция Бассейнов и Хребтов по структуре коры является уникальным районом и поэтому обобщения и выводы, базирующиеся на интерпретации строения этого района, не могут распространяться на другие

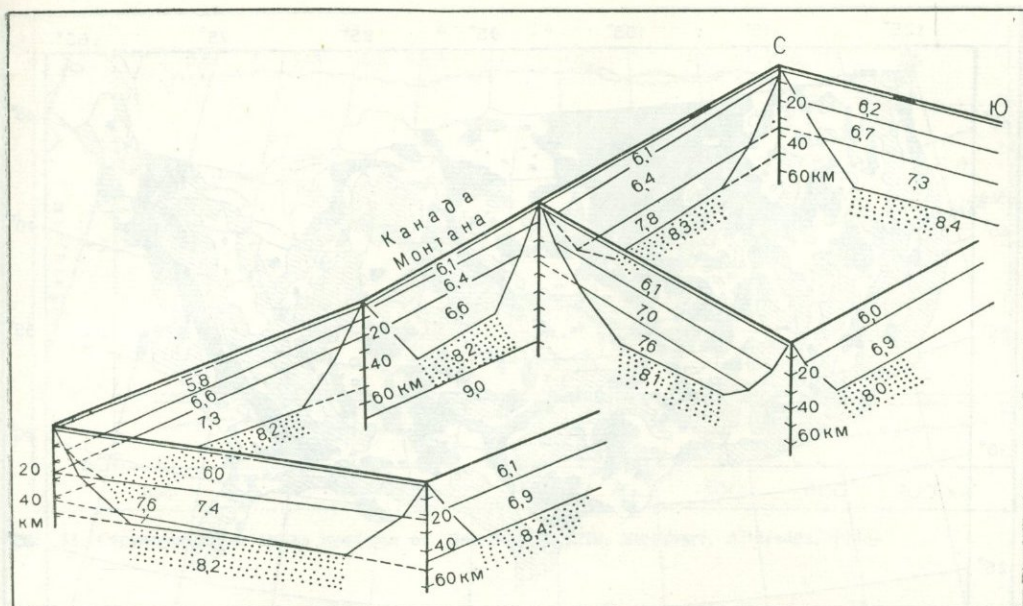


Рис. 29. Блок-схема строения коры в Северной Америке (Pakiser, 1963)

регионы. Более поздние исследования позволили объяснить эту особенность региона с позиции тектоники плит.

Земная кора вблизи береговой линии Калифорнии также имеет необычное распределение скоростей, особенно в Центральной долине, где мощность осадочных пород составляет по крайней мере половину общей мощности коры. Осадочные отложения в береговой равнине Техаса также составляют значительную часть разреза коры.

Более наглядной для анализа особенностей строения коры центральной части Северной Америки является совокупность сейсмических разрезов, представленных Л. Пакизером (Pakiser, 1963) в виде пространственной модели (рис. 29). Характерно, что в разрезах присутствует слой со скоростью 7,3; 7,4; 7,6 км/с, который здесь включен в состав коры. Все разрезы уверенно показывают слоистость коры, однако блокового строения коры здесь не обнаружено.

В 1963 г. Дж. Итон опубликовал разрез от Сан-Франциско (Калифорния) до Юреки (Невада), построенный по результатам сейсмических исследований методом преломленных волн. Обнаружены следующие граничные скорости: в Сан-Франциско 7,9 км/с на глубине 20 км, в Сьерра-Неваде 7,9 км/с на глубине 40 км, в Фаллоне 7,8 км/с на глубине 22 км, в Юрекке 7,6 км/с на глубине 32 км. Скорость промежуточного слоя может быть равной 6,6 км/с и с глубиной увеличивается.

По результатам карьерных взрывов в центральной Пенсильвании и Центральном Нью-Йорке Дж. Оливер, Р. Ковач и Дж. Дорман (Oliver, Kovach, Dogman, 1961) считают глубину до М равной 35,5—40 км (среднее значение 37 км ± 2). Подводя итог проведенным работам, авторы указывают, что некоторые исследователи сомневаются в существовании отдельных слоев в коре. Они указывают, что функция скорость — глубина может быть адекватно представлена как резкослоистым, так и непрерывным изменением скоростей, при котором

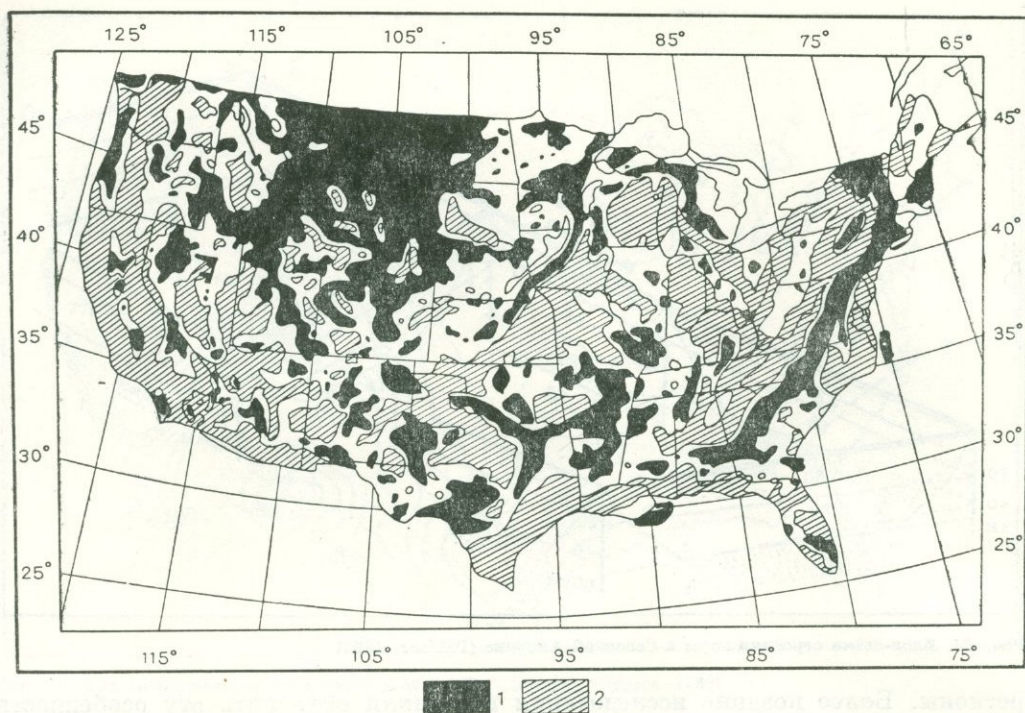


Рис. 30. Упрощенная карта изостатических аномалий силы тяжести в США.
 1 — аномалии больше +10 мгл; 2 — аномалии больше - 10 мгл

скорость обычно увеличивается с глубиной. Для некоторых районов типа провинции Бассейнов и Хребтов дается именно такая интерпретация, однако указывается, что по крайней мере одна зона резких градиентов или граница раздела, которая делит кору на два слоя, должна существовать. По другим районам, а именно к востоку от Скалистых Гор, такая интерпретация не подтверждается.

Большой диапазон изменения мощности коры, средней скорости в коре и скорости в верхней мантии, по мнению Л. Пакизера и Дж. Стейнхарта, говорит о следующих зависимостях структуры коро-мантийных блоков и истории геологического развития Северо-Американского материка:

1) низкие скорости в коре и верхней мантии (менее 6,2 км/с и менее 8,0 км/с) взаимосвязаны с общей мощностью коры. В районах, где эти особенности сочетаются, как, например, в провинции Бассейнов и Хребтов, кора исключительно тонкая. Обширный регион с низкой скоростью в верхней мантии в высокогорных районах и плато Дальнего Запада был динамически активным в кайнозойское время и, вероятно, за последние 100 млн. лет истории Земли;

2) высокие средние скорости в коре и в верхней мантии (более 6,5 км/с и более 8,0 км/с) соответствуют регионам с большой мощностью коры. В районах совпадения этих условий, как в провинции Больших Равнин, кора имеет исключительно большую мощность. Обширный регион с высокой скоростью верхней мантии к востоку от Скалистых Гор характерен сравнительной стабильностью

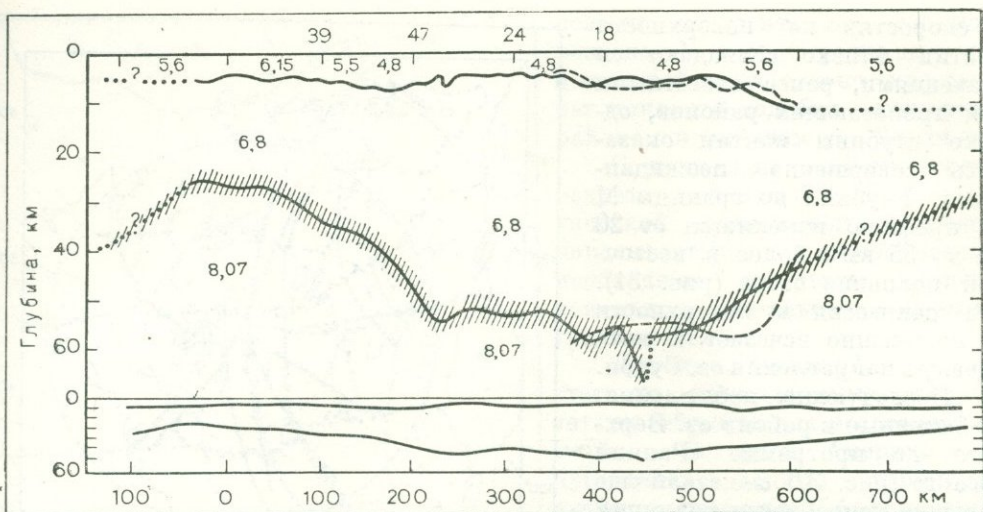


Рис. 31. Структура коры вдоль профиля оз. Верхнего (Smith, Steinhart, Alldredge, 1966)

развития за последние 100 млн. лет истории Земли. Скалистые Горы, по-видимому, делят континент на две отдельные, различные по коре и верхней мантии, суперпровинции;

3) при существовании прямого соответствия между скоростями в коре и верхней мантии и плотностями коры и верхней мантии можно утверждать, что система коры и верхней мантии находится в изостатическом равновесии.

Однако авторы подчеркивают, что «гравиметрический анализ строения коры в этих условиях чрезвычайно сложен», так как на рассматриваемой площади имеется достаточно много районов, изостазия которых нарушена (рис. 30).

Резюмируя, авторы отмечают, что, хотя существуют некоторые предпосылки того, что распределение скоростей в коре может быть связано с геологическим строением, например, с разделением коры на верхнюю кору, «кремнистую», и нижнюю кору, «габбровую», однако еще многие проблемы строения коры и верхней мантии для этого региона остаются нерешенными.

Совершенно иные представления о строении коры в пределах Северной Америки получены на востоке континента, в районе оз. Верхнего (Smith, Steinhart, Alldredge, 1966). Здесь, как, пожалуй, нигде на материках, получены данные о необычно резком изменении толщины коры на небольшом расстоянии в пределах суши. Сейсмические исследования по профилю протяженностью около 900 км проводились с 1963 г. как часть «Программы верхней мантии США и Канады». Было установлено, что кора оз. Верхнего имеет необычную структуру, совершенно непохожую на прилегающие районы Канадского щита. Под осадками мощностью 4–8 км обнаружен слой мощностью от 20 до 40 км со скоростью 6,67 км/с. Ниже этого слоя залегает мантия со скоростью 8,07 км/с, т. е. с нормальной скоростью. Если сопоставить полученный разрез с гравиметрическими данными, то для объяснения гравитационной аномалии потребуется допустить латеральное изменение скорости на поверхности M всего лишь на 1%. В то же время скорости в самой коре, по мнению авторов, необычно высокие. Полученные сейсмические данные

о скоростях на поверхности мантии близко совпадают со значениями, ранее известными для прилегающих районов, однако глубины мантии оказались совершенно неожиданными. Глубина до границы М по профилю изменяется от 20 (1) до 55 км и более в восточной половине озера (рис. 31). Эта депрессия в поверхности М постепенно исчезает к юго-западу в направлении оз. Гурон.

Последующие наблюдения, проведенные в районе оз. Верхнего по программе «Ранний восход» (рис. 32), показали еще большие подробности различия строения коры в западных и восточных провинциях США. Дж. Хили и Д. Уоррен (1972) обращают внимание также на то, что на поверхности «гранитного» слоя наблюдается весьма

стабильное значение скорости в пределах 5,9—6,2 км/с. Указывая на большое разнообразие скоростей волн в кристаллических породах, наблюдаемых на поверхности, авторы отмечают, что среднее статистическое значение 6,0 км/с для «гранитного» слоя на протяжении многих сотен километров имеет стандартную погрешность всего лишь 0,1 км/с.

Бассейн оз. Верхнего не представляет выдающихся топографических структур — максимальные глубины озера 0,4 км и общий перепад рельефа суши и дна озера составляет менее 1 км. Значительными орогеническими движениями этот район, по-видимому, отличался не менее чем миллиард лет назад. Тепловой поток имеет здесь значения, обычные для районов щитов. Аэромагнитная съемка не показала каких-либо особенностей. Таким образом, как будто ничто не указывало на наличие здесь коры, резко изменяющейся по мощности, которая была обнаружена. Эти результаты, как отмечают авторы, имеют важное значение для исследования коры в Северной Америке, так как здесь на близком расстоянии обнаружена и самая тонкая и самая толстая кора в пределах материка Северной Америки, если не считать высокогорных областей активной складчатости.

Авторы приходят к выводу, что оз. Верхнее может представлять собой структуру растяжения, которая образовалась как следствие активных процессов, идущих в мантии, типа рифтогенеза.

Строение коры к югу от оз. Верхнего (рис. 33) показывает наличие здесь поднятия мантии.

К северо-западу от оз. Верхнего, также в области Великих озер, в 1961 г. проведены сейсмические наблюдения по профилю протяженностью около 200 км. Д. Холл и У. Брисбин (Hall, Brisbin, 1965) указывают, что наблюдались четкие вступления волн различных типов, среди которых большинство волн зарегистрировано как головные. Наиболее отчетливо выделены волны, которые поз-

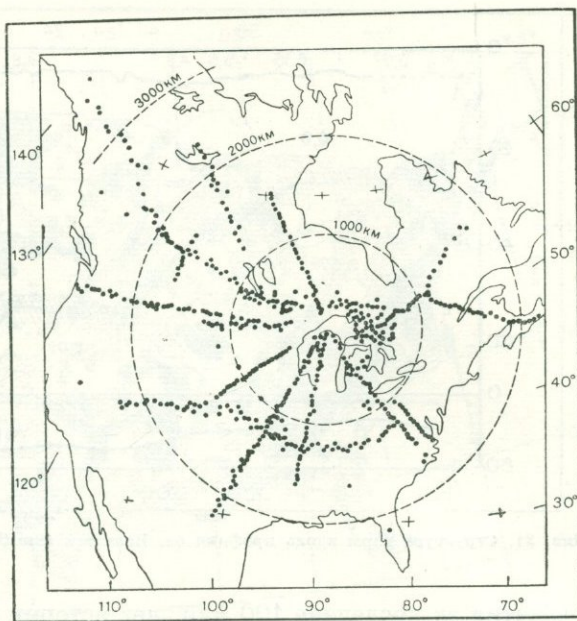


Рис. 32. Расположение станций наблюдения в районе оз. Верхнего

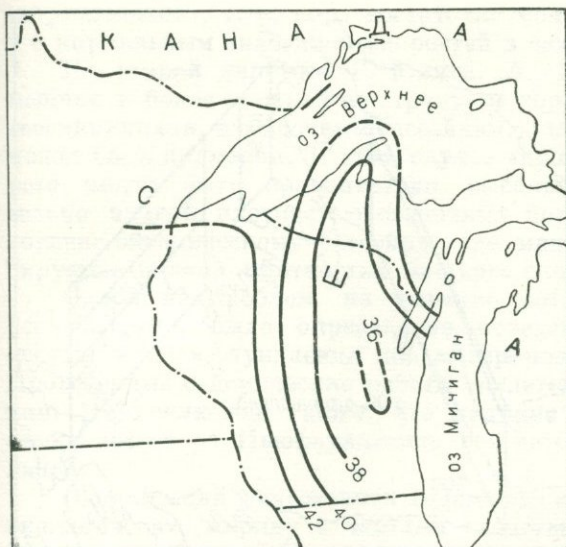


Рис. 33. Схематическая карта толщины коры к югу от оз. Верхнего (Steinhart, Meyer, 1961)

составляет приблизительно 33 км; в заливе Св. Лаврентия (за исключением района вблизи о. Антикости, где кора уменьшается примерно до 35 км) — 45 км. Глубина М в проливе Бейл-Айл, на западном побережье Ньюфаундленда, составляет около 33 км. Такая же глубина получена и в северной части Ньюфаундленда, в районе Сент-Антони, однако юго-восточнее, вблизи Кейп-Фрилз, глубина мантии снова превышает 40 км. Распределение скоростей волн в коре показывает, что значения, превышающие 7,0 км/с, соответствуют нижним частям более мощной коры, где они образуют «промежуточный» слой. Значения скоростей порядка 6 км/с соответствуют более тонкой коре толщиной от 30 до 35 км, и здесь «промежуточный» слой отсутствует. Значения скоростей в мантии выше нормального, т. е. 8,5 км/с, обнаружены в районах с более толстой корой и там, где присутствуют в разрезе «промежуточный» слой, например в заливе Св. Лаврентия. Скорости в мантии, соответствующие обычным «нормальным» скоростям (8,1 км/с), соответствуют районам с более тонкой корой, здесь же, например на Атлантическом побережье п-ова Новая Шотландия, промежуточный слой утончается и, возможно, отсутствует. Это весьма интересная особенность в структуре коры этого района, однако авторы относятся критически к своим данным, считая, что не исключена вероятность получения таких высоких скоростей на поверхности мантии вследствие «краевого эффекта» наклона промежуточных границ раздела.

Изменения мощности и скоростных особенностей отдельных слоев коры, а также соответственные изменения скоростей на поверхности М, по-видимому, связаны с особенностями геологического развития района и авторы выдвигают две гипотезы для объяснения этих явлений.

Во-первых, предполагается, что более мощная кора с мощным «промежуточным» слоем, подстилаемая мантией с высокими скоростями, может соответствовать той части мобильного пояса Аппалачей палеозойского возраста, которая деформировалась в период Таконского орогенеза. Примерами являются

волили построить две границы раздела: К и М. Структура коры в этом районе довольно проста и нет никакого подобия между этим районом и районом оз. Верхнего.

Сопоставление сейсмического разреза с наблюдаемой и теоретической гравитационной кривой показывает, что для их совпадения необходимо допустить наличие локальных аномальных масс выше границы К.

Другими, пожалуй, тоже достаточно неожиданными результатами сейсмических исследований коры в Северной Америке следует считать данные о структуре коры в пределах Аппалачской системы. Сейсмические профили (рис. 34) показали, что вдоль восточного побережья п-ова Новая Шотландия мощность коры со-

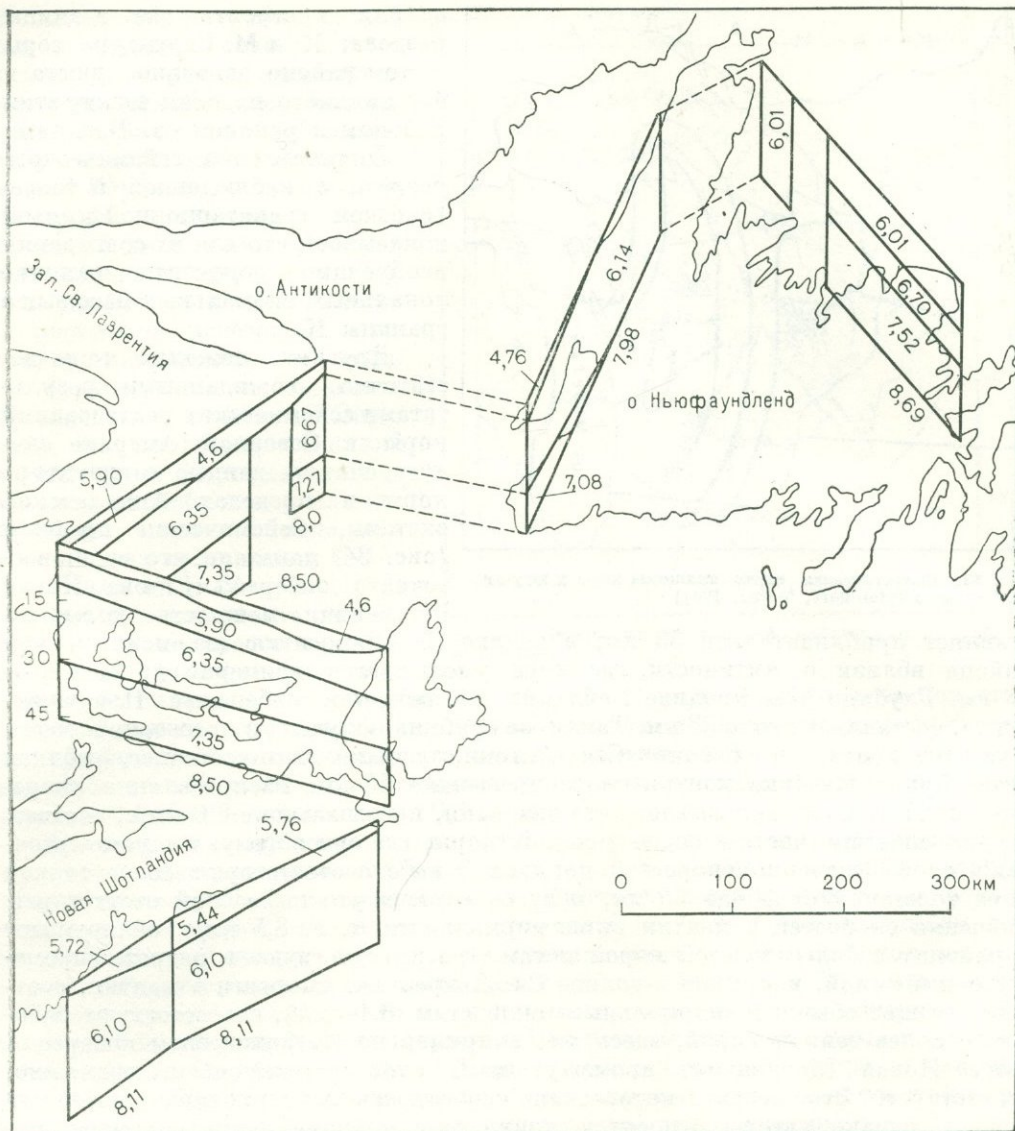


Рис. 34. Блок-схема строения коры в Аппалачской горной стране (Ewing, Daint et al., 1966)

кора залива Св. Лаврентия и северо-восточного побережья Ньюфаундленда. В противоположность этому району кора на западном побережье Ньюфаундленда, которая сокращена по мощности и не имеет «промежуточного» слоя, может соответствовать окраине зоны деформации. Наличие «промежуточного» слоя может указывать, по мнению авторов, на некоторый вид смеси коры и мантии, возможно, соответствующий Таконскому орогенезу. В этом варианте образование «промежуточного» слоя предполагается в ранней стадии развития геосинклиналей. Возражением против этого предположения служит тот факт, что кора и мантия под Атлантическим побережьем Новой Шотландии являются

«нормальными», т. е. кора достаточно мощная, но без «промежуточного» слоя и с нормальным значением скоростей в самой мантии.

По второй гипотезе Г. Юинга, А. Дейнта, Дж. Бланхарда и М. Кина, мощная и более сложная по структуре кора соответствует не мобильному поясу геосинклинали, а осадочным бассейнам. Залив Св. Лаврентия и по этой гипотезе может быть примером. В этом случае «промежуточный» слой, плотность которого может быть сравнительно высокой, будет компенсироваться сравнительно низкой плотностью осадочных пород. В сущности такая картина аналогична океаническому бассейну, где мантия на небольшой глубине компенсируется низкой плотностью мощного слоя воды.

Одной из проблем, на решение которых были направлены описанные исследования, было определение поведения Аппалачской системы севернее Ньюфаундленда на материковой окраине Лабрадорского моря. Проведенные сейсмические работы свидетельствуют о возможном ее продолжении. Не исключено также, что наличие интенсивных магнитных аномалий севернее Ньюфаундленда соответствует краю горной системы Аппалачей.

Однако если сопоставить сейсмические разрезы Аппалачей и Урала, то окажется, что наряду с чертами сходства — наличие слоев с повышенными скоростями (7,35—7,54 км/с), имеются и различия — на разрезах Аппалачей сейсмические границы ведут себя более спокойно, отсутствует типичная для Урала блоковость коры. Является ли последнее обстоятельство специфической особенностью развития коры Аппалачей или это следствие более упрощенной методики полевых работ, пока неясно.

Дж. Хили и Д. Уоррен («Земная кора и мантия», 1972) приводят наиболее характерные профили (рис. 35—38) сейсмического зондирования в Северной Америке для территории между 35 и 39° с. ш., где были сосредоточены работы по трансконтинентальной геофизической съемке (ТГС).

Главное, на что авторы обращают внимание, это изменение граничной скорости на границе М от 7,8 км/с на западе до 8,1 км/с на востоке. Это послужило основанием Л. Пакизеру высказать предположение о существовании в Северной Америке двух подкоровых провинций, причем если западная характеризуется высокими тепловыми потоками, вулканизмом и тектонической активностью в кайнозой, то восточная тектонически стабильна.

Почти на всех профилях в коре выявлен слой со скоростью 6,6—7,1 км/с, а на некоторых профилях в низах коры слой 7,1—7,4 км/с. Последний слой часто имеет большую мощность и чаще выделяется на востоке, чем на западе.

Помимо кинематических особенностей, структура коры в разных регионах специфична и по динамическим (сейсмическим) особенностям. Так, например, в провинции Бассейнов и Хребтов для отраженных волн характерны большие амплитуды, а в районе Великих Равнин — они малы. Картина амплитуд столь выразительна, что качественные различия остаются несомненными. Авторы высказывают предположение, что в тектонически активных областях внутренние подразделения коры, видимо, имеют более резкие границы.

В результате проведенных обобщений Дж. Хили и Д. Уорреном выделены районы с аномальным строением коры. Эти авторы составили карту толщины коры США по всем последним данным (рис. 39). В принципе эта карта не отличается от карт, составленных ранее и давших первые представления о коре североамериканского материка, но, естественно, она несколько более подробна, так как основана на большем количестве фактических данных. Разрезы коры в этих районах (см. рис. 35—38) показывают, что в ее верхней части, в отличие

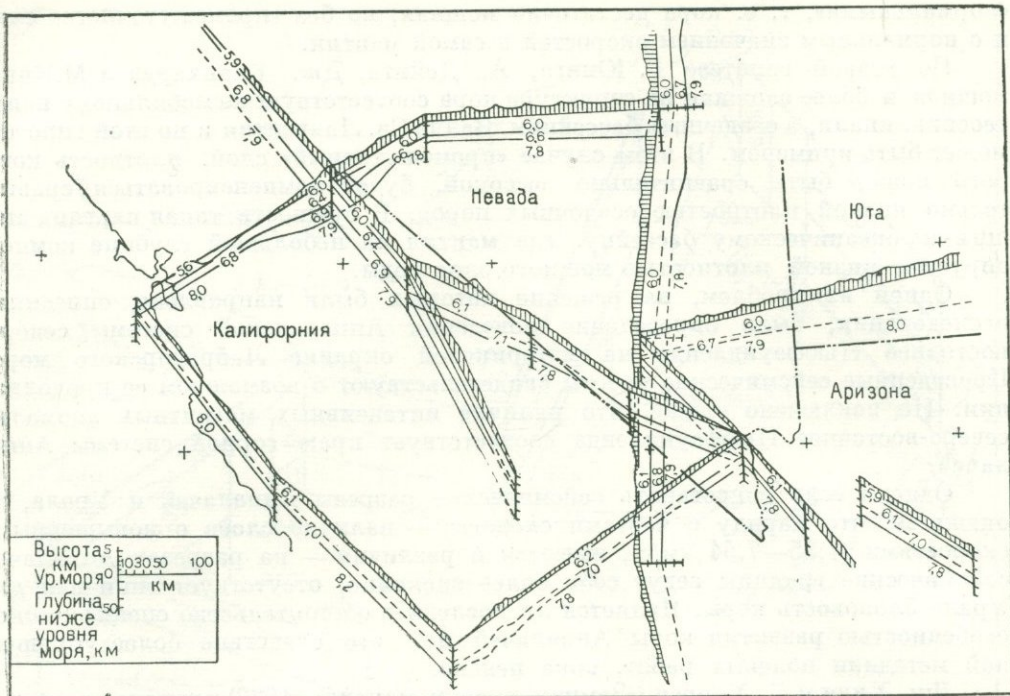


Рис. 35. Блок-схема строения коры в США по данным ТГС (западный участок)

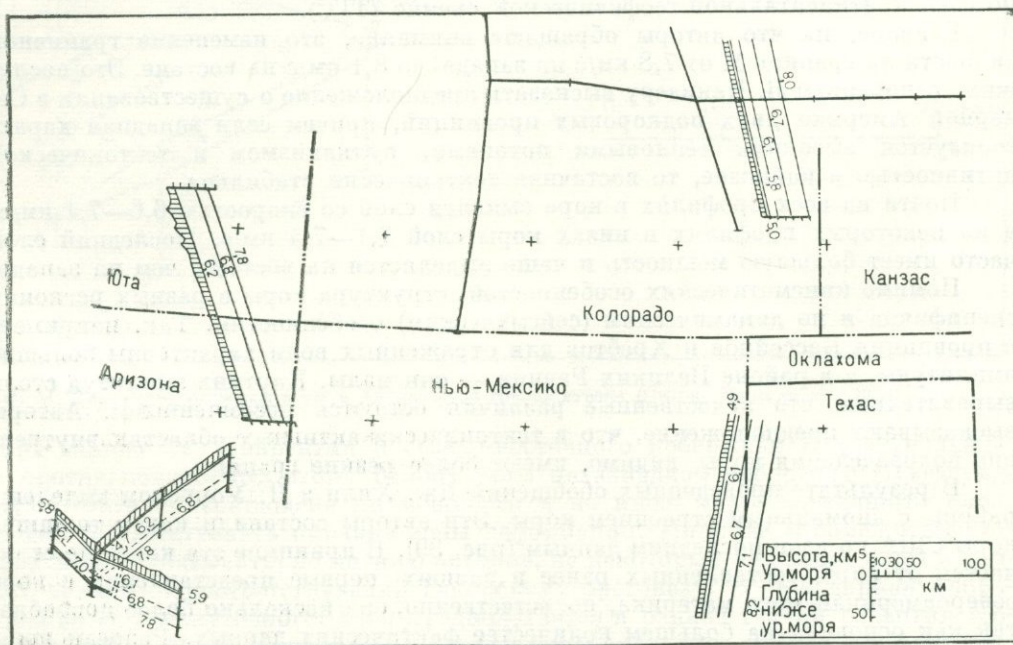


Рис. 36. Блок-схема строения коры в США по данным ТГС (западная часть центрального участка)

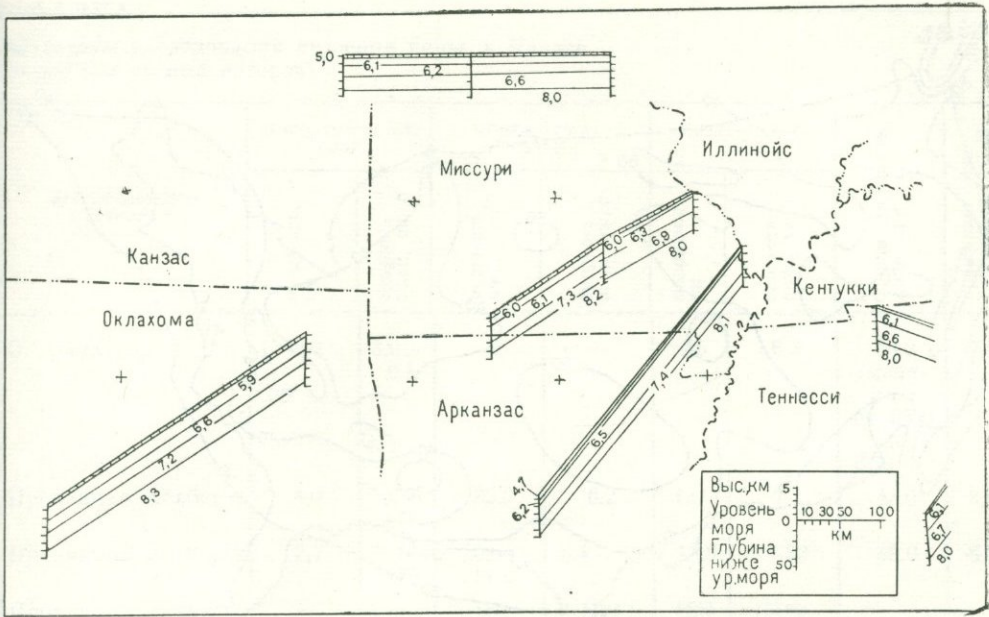


Рис. 37. Блок-схема строения коры в США по данным ТГС (восточная часть центрального участка)

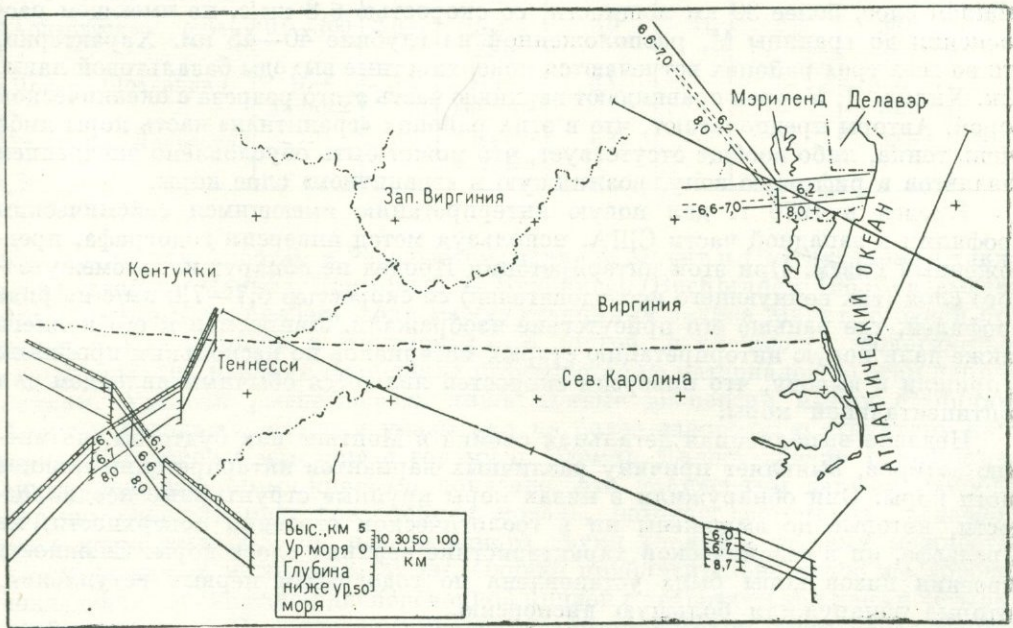
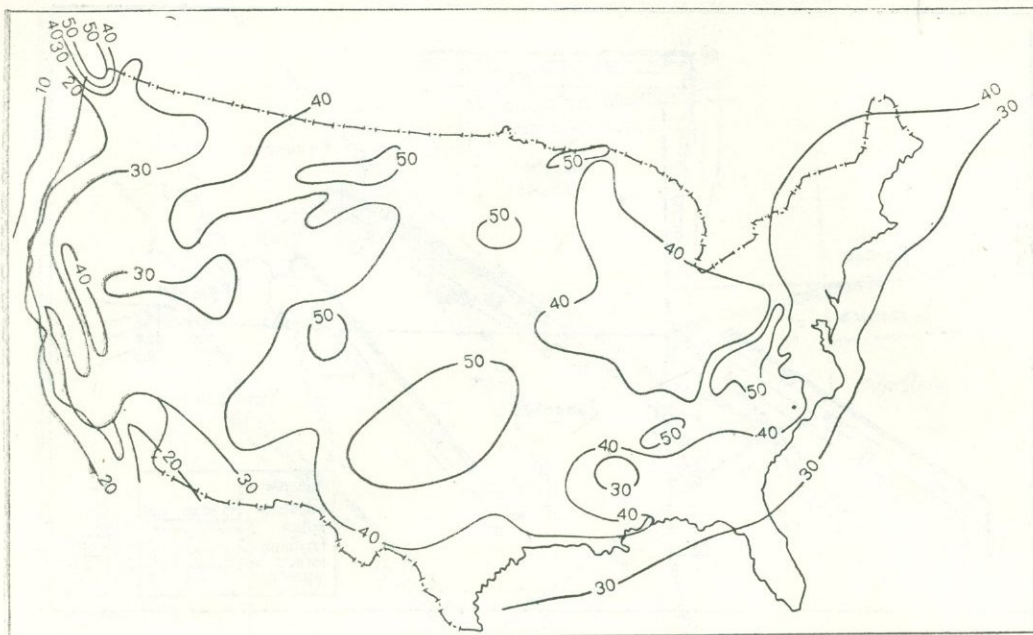


Рис. 38. Блок-схема строения коры в США по данным ТГС (восточный участок)



Фиг. 39. Схематическая карта толщины коры в США (по Дж. Хили и Д. Уоррену)

от ожидаемой скорости 6,0 км/с, наблюдаются скорости 4,7—6,4 км/с (Ванкувер), 5,4 км/с (р. Снейк), 4,8—6,1 км/с (оз. Верхнее). Эти слои залегают на мощном слое, более 30 км мощности, со скоростью 6,8 км/с, не имеющем расчленения до границы М, расположенной на глубине 40—45 км. Характерно, что во всех трех районах встречаются поверхностные выходы базальтовой лавы. Дж. Хили и Д. Уоррен сравнивают верхнюю часть этого разреза с океанической корой. Авторы предполагают, что в этих районах «гранитная» часть коры либо очень тонка, либо вообще отсутствует, что может быть обусловлено внедрением базальтов в рифтовую зону, возникшую в «гранитном» слое коры.

Продел в 1970 г. дал новую интерпретацию имеющимся сейсмическим профилям в западной части США, используя метод инверсии годографа, предложенный Гизем. При этой интерпретации Продел не обнаружил промежуточного слоя (так волнующего исследователей) со скоростью 6,7—7,0 км/с на ряде профилей, где раньше его присутствие изображали. Ландисман и его коллеги также дали новую интерпретацию старых материалов по нескольким профилям и пришли к выводу, что инверсии скоростей являются обычным явлением для континентальной коры.

Недавно выполненная детальная съемка в Монтане как будто бы, по мнению авторов, выявляет причину различных вариантов интерпретации нижней части коры. Они обнаружили в низах коры крупные структурные неоднородности, которые не выражены ни в геологическом строении поверхности, ни в рельефе, ни в сейсмической характеристике верхних слоев коры. Сложность строения низов коры была установлена по годографам первых вступлений, которые обнаружили большую дисперсию.

Структуру коры в арктической части Канады впервые удалось изучить по волнам Релея. Были вычислены фазовые скорости при регистрации атомных

ТАБЛИЦА 7

Результаты исследований строения коры в Канаде
(по данным разных авторов)

Местоположение пункта	Поверхностный слой		«Гранитный» слой		«Базальтовый» слой		Общая мощность коры, км	Граничная скорость волн на М, км/с
	мощность, км	скорость волн, км/с	мощность, км	скорость волн, км/с	мощность, км	скорость волн, км/с		
О. Ванкувер	6,0	3,0—6,4	—	—	4,5	6,8	50,0 (меняется от 35,0 до 50,0)	7,81
Провинция Альберта	4,0	3,6—6,2	25,0	6,2	14,0	7,2	43,0	8,20
Провинция Альберта	2,7	3,48—5,88	20,0—11,0	6,4—6,1	13,3	7,32	48,0	8,25
Провинция Манитоба	—	—	18,7	Нет данных	16,5	Нет данных		
Провинция Онтарио	—	—		Нет данных			Большие вариации	8,0
Провинция Онтарио	—	—	35,0	6,25	—	—	35,0	8,17
Арктические о-ва	0,0—100	2,6—5,2	15,0—25,0	6,0	13,0	7,3	38,0	8,2
Новая Шотландия	Нет данных	5,4	Нет данных	6,1	—	—	31,0—34,0	8,1
Залив Св. Лаврентия	—	—	Нет данных	6,1	—	—	32,5	8,2

взрывов между Алертом и Резольютом, заливом Маунт и Пентиктоном, а также между заливом Маунт и Викторией. Г. Бухбиндер (Buchbinder, 1963) указывает, что длинные пути пробега волн между станциями залива Маунт, с одной стороны, и Пентиктоном и Викторией — с другой, и сложность геологической структуры этих районов затрудняли интерпретацию материалов по этим направлениям. Удалось расшифровать лишь кривые дисперсии между станциями Алерт и Резольют, которые указывают на более однородную структуру коры между бассейном Свердрупа и горами о. Элсмир. Сопоставление с теоретическими дисперсионными кривыми показало, что полученным данным наиболее хорошо удовлетворяет трехслойная модель, которая состоит из осадочного слоя мощностью 2,5 км, подстилаемого двумя слоями — первый мощностью 15 км и второй мощностью 21 км. Однако приблизительно такое же хорошее совпадение наблюдаемой дисперсионной кривой с теоретической дает и четырехслойная модель. По-видимому, последняя интерпретация более удовлетворяет реальному строению.

В течение 1962—1963 гг. Долинианская обсерватория проводила сейсмические исследования методом преломленных волн на о-вах Канадского арктического архипелага. Помимо регистрации взрывов, на трех постоянных станциях обрабатывался профиль с помощью санно-тракторного поезда, прошедшего как на суше, так и по замерзшему льду моря. Три таких сейсмических профиля проложены от Канадского щита через Франклинскую геосинклиналь и бассейн Свердрупа до Северного Ледовитого океана. В результате этих исследований получен следующий разрез коры: осадочные породы в бассейне Свердрупа достигают мощности 10 км, далее идет слой со скоростью 6,0 км/с. Ниже этого слоя, на глубине 25 км, в центре профиля, установлен слой со скоростью 7,3 км/с. Приближаясь к береговой линии архипелага с океаном, этот слой приобретает заметную тенденцию к воздыманию, и вблизи мыса Исачен глубина его от 24 км уменьшается до 17 км. Такое поведение слоя вполне согласуется с ожидаемым уменьшением толщины коры под океаническим бассейном. В центре архипелага ниже этого слоя, на глубине 38 км, установлена граница со скоростью, обычной для поверхности мантии, а именно 8,2 км/с.

Для севера Западной Канады, где нет сейсмических профилей, по гравитационной карте был вычислен рельеф поверхности М методом Цубои. Оказалось, что в пределах изученной площади отклонения рельефа от условно принятой глубины М, равной 36 км, составляют +2 км и, как исключение, +4 и -0,5 км.

Все величины толщины коры в Канаде лежат в диапазоне глубин 30—55 км. Как правило, полученные разрезы коры хорошо соответствуют и гравиметрическим расчетам. В табл. 7 дана сводка строения коры в Канаде.

Итак, очевидно, что сложная история геологического развития Североамериканского материка в прошлом и специфическая позиция между двумя океанами в настоящем не могли не наложить отпечатка на структуру его коры и привели к образованию большого количества регионов с аномальным строением коры. Так, надвигание Североамериканской плиты на Тихоокеанскую, продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия в пределы материка, разрастание коры в Калифорнийском заливе и многие другие особенности этого суперрегиона с очевидностью проявляются в крайне сложном, дифференцированном строении коры. Контакт восточной половины материка с Атлантической плитой через пассивную окраину, наоборот, не произвел глубоких преобразований в коре в недалекой геологической истории, и структура коры этой половины Северной Америки имеет более «нормальный» облик. Однако эти наши выводы являются сугубо схематичными и даже умозрительными.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Южная Америка до недавнего времени была единственным материком, где не было ни одного сейсмического определения строения коры. Поэтому построенная нами в 1958 г. по методу «осредненных графиков» схематическая карта толщины коры (см. рис. 1) базировалась главным образом на истолковании особенностей рельефа поверхности Южной Америки и ее геологического строения, так как гравиметрических данных по этой части земного шара было также крайне мало. Толщина коры в Южной Америке рисуется достаточно однообразной на всей восточной и центральной части континента, но значительно увеличена в западной части. На платформе толщина коры составляет 35—40 км, в складчатой области 55—65 км, достигая в отдельных пунктах 70 км.

Если судить по гравитационному полю, то в Южной Америке в пределах платформы толщина коры несколько большая, чем в Северной Америке. Правда, увеличение составляет не более 2—4 км, однако на это обстоятельство нужно обратить внимание. Не исключено, что некоторое утолщение в коре может оказаться в пределах Бразильского нагорья.

Строение коры в Андах существенно иное. В пределах этой складчатой зоны наблюдается утолщение коры до 55 км, которое прослеживается от точки с координатами 5° с. ш. и 75° з. д., т. е. от верховьев р. Магдалена до южной оконечности Американского континента, по-видимому, до широты 50° . В северной части области утолщенной коры имеется вторичное утолщение до 60—65 км, ширина которого порядка 200 км (Деменецкая, 1961). Строение коры Анд по преломленным волнам изучалось Олдричем и др. Работы проводились вблизи Токапала (Перу) и Чукикамата (Чили). Выявлены границы К и М и определены приближенные значения скорости внутри каждого слоя.

Для определения толщины коры А. Цистернас (Сб. «Строение Земли по поверхностным сейсмическим волнам», 1965) использовал метод поверхностных волн. Этот метод, как известно, особенно эффективен тогда, когда периоды волн достаточно велики и волны захватывают глубины до 60 км. Именно такие глубины и ожидалось в Андах, где предполагается наличие «корней» гор. Анализ поверхностных волн показал, что Анды действительно имеют «корни», толщина коры здесь в среднем около 50 км.

Специальных сейсмических работ по методу ГСЗ в Южной Америке до сего времени было мало, однако проводимые в Тихом океане начиная с 1959 г. исследования коры захватили не только южную часть Тихого океана и переходную зону от океана к континенту, но и западную часть континента. На широтах около 15° и около 20° ю. ш. было сделано два сейсмических профиля, позволившие получить разрезы коры под Андами. Эти разрезы показали хорошее соответствие с нашей картой (см. рис. 1). Так, в районе, где по сейсмическим данным глубина М составляет 64,9 км, на карте проходит изолиния 65 км.

Клосс и Бенке (Closs, Behnke, 1963), рассматривая материк южного полушария, указывают для восточной, горной части Южной Америки, среднюю толщину коры 58 км. Разделение коры на слои дается по скоростям 5,5; 6,4; 7,0 и 8,0 км/с (мощности соответственно 5, 28 и 25 км).

АНТАРКТИДА

Большой объем геофизических исследований, выполненных в Антарктике во время МГГ и последующих лет, позволил значительно расширить представления о глубинном строении южной полярной области нашей планеты.

Общее представление о мощности коры Антарктики дает анализ дисперсии каналовых волн P_g и L_g , зарегистрированных на станциях Мирный, Скотт и Халлет. Данный метод позволяет установить среднюю толщину коры вдоль пути волн P_g и L_g с ошибкой порядка $\pm 10\%$, однако результат зависит от предполагаемой модели коры. Вследствие этого на основании одних и тех же исходных данных одними исследователями (Ewison, 1960; Press, Deward, 1959) была получена средняя мощность коры Восточной Антарктиды 35 км и Западной 25 км, тогда как другими (Bentley, Ostenco, 1962); Kovach, 1961) 40 км и 30 км соответственно. В целом анализ дисперсии волн P_g и L_g , пересекающих материк в различных направлениях, позволяет делать вывод о том, что Антарктида характеризуется корой континентального типа.

Этот же вывод был сформулирован нами (Деменицкая, 1961) исходя из общих соображений о рельефе и гравитационном поле шестого материка. Сведения о строении коры в отдельных районах материка получены только на основании косвенных методов, а именно по эмпирически установленным зависимостям: толщина коры — аномалия Буге и толщина коры — рельеф твердой земли.

Нами для этой цели (см. рис. 1 — врезку) использовались осредненные графики, позволившие получить общее представление о строении коры, а также верхней мантии в Антарктиде (Деменицкая, 1961; Деменицкая, Ушаков, 1965; Демицкая, Розенберг, 1970 г.).

В 1970 г. геофизическим отрядом НИИГА в комплексе с другими геофизическими работами было выполнено глубинное сейсмическое зондирование на побережье Земли Королевы Мод (Деменицкая, Розенберг, 1973, Коган, 1973). Получен разрез (рис. 40), показывающий изменение толщины коры от 20 до 45 км от океана в глубину континента. Представляет исключительный интерес, что сравнение этих результатов с нашей гипотетической картой, построенной по методу осредненных графиков более десяти лет назад, показало расхождение в глубинах всего лишь на 1—3 км. Это позволяет считать, что на данном этапе изученности общие представления о строении земной коры Антарктиды могут быть получены исходя из этой карты (см. рис. 1, врезка). В более крупном масштабе эта карта была опубликована в Атласе Антарктиды.

Антарктический материк, вероятно и даже несомненно, имеет более сложное, чем представлялось ранее, строение коры, скрытое ледяным щитом. Так, можно предполагать наличие рифтовой структуры типа внутрикорового рифта, проходящей как ответвление мировой рифтовой системы от Срединно-Индийского (Австралийского), через о. Кергелен и шельф Эймери на материк.

Материк Антарктида на фоне окружающих его областей характеризуется корой большой мощности и сложного строения и может быть разделен на две области — Западную и Восточную, различающиеся как то толщиной коры, так и по характеру наблюдаемых в них структур.

Западная Антарктида характеризуется значительными изменениями толщины коры — от 25 до 50 км. На ее площади четко выделяются две линейно вытянутые полосы, каждой из которых свойственны специфические черты строения. В пределах северной полосы, охватывающей Антарктический полуостров, часть Земли Элсуорта и Землю Мэри Бэрд, мощность коры достигает 50 км. В районе 90—120° з. д. толщина коры уменьшается до 25—30 км. У основания Антарктического полуострова также отмечается полоса с меньшей толщиной коры (порядка 40 км), которая протягивается от моря Уэдделла к морю Беллинсгаузена. Описываемая северная полоса является составной частью тихоокеанского кольца, в котором отмечаются повышенные мощности коры.

Южная полоса протягивается от моря Росса к морю Уэдделла. Толщина коры на ее площади 25—30 км. Обычно кора такой мощности встречается в пределах шельфовых морей. В районе Земли Элсуорта южная полоса ответвляется к северу, сливаясь с поднятием мантии, разделяющим северную полосу на две части. На территории южной полосы в секторе 90—115° з. д. отмечается вытя-

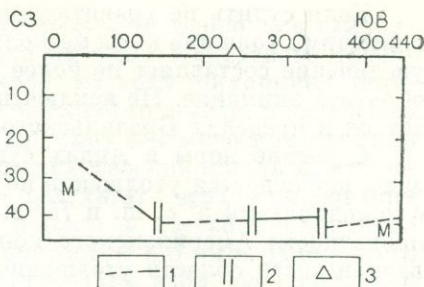


Рис. 40. Разрез коры в Антарктиде
1 — поверхность М; 2 — разломы; 3 — место взрыва

нутый в меридиональном направлении участок коры увеличенной мощности (порядка 40 км). Он как бы является перемычкой, соединяющей северную полосу Западной Антарктиды с Восточной Антарктидой.

Восточная Антарктида изучена лучше, чем Западная. По имеющимся к настоящему времени данным, структура коры Восточной Антарктиды относительно проста. Толщина коры на ее территории, по данным дисперсии поверхностных волн землетрясений, составляет в среднем 40 км. Восточная Антарктида обрамлена кольцеобразным утолщением коры, протягивающимся вдоль восточного побережья материка от моря Уэдделла до моря Росса и вдоль Земли Виктории до Земли Котса. Толщина коры в пределах этого кольца местами превышает 50 км. В районе 60—70° в. д. от описываемого кольца ответвляется полоса увеличенной мощности коры меридионального простирания. Примерно между 140—160° в. д. кольцеобразное утолщение имеет разрыв. На этом участке отмечается кора меньшей толщины, образующая «залив», вдающийся в пределы материка примерно до 75° ю. ш.; к югу от этого «залива» отмечается район, также характеризующийся меньшей толщиной коры.

Глубоководный желоб, окаймляющий Антарктиду, имеет несколько утолщенную кору по сравнению с «нормальной» океанической.

МИКРОКОНТИНЕНТЫ

Определение океанов и континентов до недавнего времени базировалось, в сущности, исходя из их площади: «континенты — крупные участки суши, окруженные со всех сторон или почти со всех сторон водами Мирового океана» (БСЭ). Исходя из этого принципа континентов на земном шаре установлено шесть, океанов — четыре. Разделение суши и океана на отдельные части иногда производилось условно, так как Европа, Азия и Африка могут, очевидно, рассматриваться и как отдельные континенты, и как единый суперконтинент. Сложность и условность разделения океанов еще большая, и это привело к необходимости объединения их в единый Мировой океан. Другие участки суши, «окруженные со всех сторон водой», получили название островов, а участки акватории на шельфе материков или глубоко вдающиеся в континент получили название морей. Иногда морями названы участки океана, в какой-то мере ограниченные цепочками островов или подводных банок.

В последние годы понятие континента и океана нашло свое глубинное геологическое обоснование — структура коры континентов и океанов оказалась существенно разной: на континентах ее толщина составляет более 25 км, на океанах — порядка 5 км, и состав слоев коры на континентах и в океанах также различен. Этот признак позволил существенно уточнить не только географическое, но и коренное геологическое различие между континентами и океанами.

Микроконтинентами, как Б. Хизен и М. Тарп, мы предлагали именовать изолированные участки суши с континентальным типом коры, расположенные среди блоков океанической коры. По-видимому, к таковым следует отнести Гренландию (которую Н. Остензо также считает материком), Новую Зеландию, Мадагаскар, Сейшельские острова и, возможно, некоторые другие участки.

Острова, расположенные на шельфах, где структура коры имеет в целом континентальный или субконтинентальный тип, не отличающийся от коры окружающей остров акватории, по-видимому, рационально по-прежнему именовать островами.

Гренландия имеет площадь 2176 тыс. км²; около 90% ее поверхности покрыто ледяным щитом, заполняющим мелкую, чашеподобную депрессию, обрамленную изрезанным гористым рельефом; геология острова носит типично континентальный характер. Средняя высота ледяного покрова составляет 2,1 км, высота погребенных подо льдом пород в среднем равна 1 км, а в отдельных случаях, в центре острова, они расположены ниже уровня моря.

Благодаря сейсмическим исследованиям установлена картина подледного рельефа и, несмотря на отсутствие глубинных сейсмических зондирований, этот остров вполне уверенно может рассматриваться как огромная структура с континентальной корой.

Мощность коры Гренландии по осредненным графикам (Деменецкая, 1961) оценена примерно в 38—40 км.

Гренландия обрамлена преимущественно структурами с корой океанического типа. Однако возможно, что на западе и на северо-востоке имеются сравнительно небольшие участки субконтинентальной или субокеанической коры.

Новая Зеландия площадью 268 тыс. км² довольно хорошо изучена в глубинном отношении.

Основные особенности строения коры здесь впервые описаны Хиксом еще в 1935 г. по записям близких землетрясений. Регистрация фаз тех же волн, что и в Европе, позволила высказать предположение, что кора в Новой Зеландии континентальная. Буллен в 1939 г. на основании анализа объемных волн в общих чертах охарактеризовал строение коры этого района; толщина коры, по его мнению, составляет приблизительно 30 км.

Анализ дисперсии волн Релея и Лява, проведенный Томпсоном и Эвисоном по землетрясениям 1959 г., позволил определить среднюю толщину коры в Новой Зеландии в 30—35 км, а по записям землетрясений 1957 г. эта цифра определена в 35—40 км. Для океанической части, к северо-востоку от острова, толщина коры составляет около 15 км. Групповые скорости позволяют сделать вывод, что средняя толщина коры для региона между заливом Пленти и Восточным мысом и Центральным Отаго составляет примерно 35—40 км, а между о-вами Кермадек и заливом Пленти около 15 км. Толщина 25 км получена Оффисером (1955) в качестве средней величины между районами Самоа — Тонга и Крайстчерч. Анализ фазовых скоростей позволяет предполагать также, что кора толще между Веллингтоном и Роксбро и тоньше под центральной частью Северного острова.

Таким образом, по дисперсии поверхностных волн толщина коры для большей части Новой Зеландии оценена в 30—40 км. В целом кора Новой Зеландии и смежных районов, где глубина моря меньше 2 км, относится, по мнению Томпсона и Эвисона (Thompson, Evison, 1962), к континентальному типу. По мнению Оффисера, использование метода поверхностных волн для определения строения коры в Новой Зеландии не позволяет более точно вычислить толщину коры, но позволяет однозначно ответить на вопрос о ее континентальности.

Значительно меньшая толщина коры выявлена по сейсмическим данным в южной части провинции Веллингтон. Этот район исследован Оффисером в 1955 г. по большим искусственным взрывам в гавани Веллингтон. Он получил толщину коры 19 км, а Эйби (1957) определил в этом районе толщину коры 18 км. Однако Оффисер указал, что вступления преломленных волн ненадежны.

На Северном острове Новой Зеландии, севернее Окленда, по сейсмическому профилю Медрианин выделил три слоя и установил весьма любопытный высокоскоростной разрез: на глубине 11 км скорость 6,9 км/с, на глубине 17 км ско-

рость 7,2 км/с и на глубине 21 км скорость 7,5 км/с. Предположительно толщина коры в этом районе 23 км. На Северном острове, в 350 милях южнее Окленда, а также в районе Веллингтона на профилях преломленных волн выше границы М в разрезе коры не обнаружены скорости более 6,2 км/с. Это весьма интересный, хотя и непонятный факт.

Гравитационное поле на о-вах Новой Зеландии также свидетельствует о континентальной коре этой части суши. Величина гравитационных аномалий Буге, по данным Рейли (Reilly, 1962), для Новой Зеландии составляет +8 мгл на уровне моря и —26 мгл на средней высоте поверхности рельефа. Значения мощности коры, вычисленные Эвисоном и Томпсоном по формулам Вулларда и Деменицкой, варьируют в пределах 30—40 км, т. е. наблюдается хорошее совпадение значений мощности коры, вычисленных по гравиметрии и рельефу и записям волн землетрясений. Имеющиеся отклонения от средней величины аномалий интерпретируются для Северного и Южного островов по-разному. Аномалии на Северном острове относят к скоплениям осадков, а на Южном острове — к «корням» гор. Таким образом, среднее значение гравитационного поля в Новой Зеландии и особенно в провинции Веллингтон не согласуется с тонкой корой. Это возможно лишь при малой величине плотности, что, как считает Томпсон и Эвисон, совершенно неправдоподобно. Однако если принять во внимание возможность продолжения на эти острова ветви Восточно-Тихоокеанского поднятия, то эффект пониженной плотности материала, расположенного ниже поверхности М, не так уж неправдоподобен.

Несмотря на некоторые особенности коры, мы считаем возможным отнести Новую Зеландию к микроконтинентам еще и потому, что, в сущности, этот остров расположен на огромном, площадью около 4 млн. км², подводном плато, имеющем форму треугольника со сторонами около 2000 км и поднимающемся над дном океана почти на 5 км. Если исследовать характер рельефа этого плато, то можно обнаружить во многих районах типичные признаки подводной окраины материка.

Юго-восточнее Новой Зеландии плато Кэмпбелл является мелководной областью с глубинами около 500—1500 м и шириной порядка 1000 км. Определение толщины коры здесь производилось по дисперсии волн Релея. Различные модели приводят к выводу о наиболее вероятной толщине коры на плато Кэмпбелл 18—22 км, так как ни один вариант строения коры при толщине больше 20 км или меньше 15 км нельзя согласовать с наблюдаемой дисперсией сейсмических волн для этой части плато Кэмпбелл. Следовательно, средняя толщина коры плато Кэмпбелл является промежуточной между океанической и континентальной (по структуре, по-видимому, она окажется субконтинентальной).

Другая часть исследованного пути волн землетрясений, проходящего от Новой Зеландии до Антарктиды, пересекает восточную часть плато Кэмпбелл. Эта трасса проходит по плато, океаническому бассейну и океаническому хребту. Средняя толщина коры для пути к югу от плато (в океанической части) 8—12 км.

Новая Зеландия является наиболее значительным островным массивом, не связанным с ближайшим континентом мелкими морями, и тем не менее вопрос о том, является ли архипелаг Новая Зеландия островами, которые просто накладываются на нормальную океаническую кору, или же кора здесь континентального либо промежуточного типа, по-видимому, можно считать решенным в пользу континента. Однако есть данные считать, что Новая Зеландия самый молодой, более того, единственно молодой континент Земли.

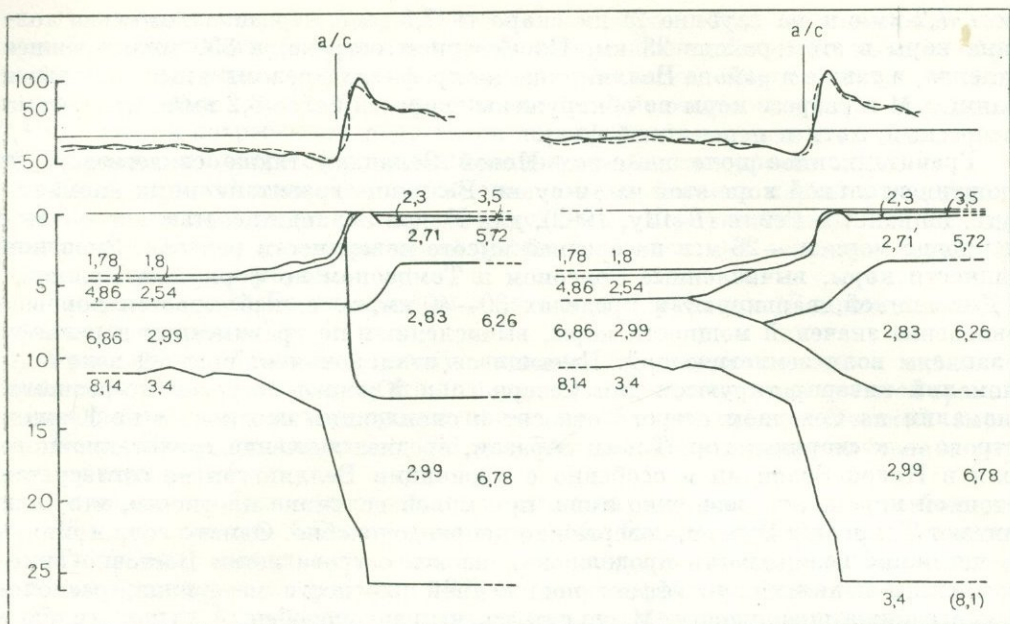


Рис. 41. Модели строения коры в Сейшельской банке (Worzel, 1966)

Мадагаскар — остров, имеющий площадь 590 тыс. км². Здесь не проводилось непосредственных сейсмических исследований, однако исходя из высоты рельефа острова, было высказано предположение, что здесь кора имеет толщину порядка 35—40 км и континентальный тип (Деменецкая, 1961). Исходя из этой позиции, а также из того, что этот остров окружен корой океанического типа и только, возможно, с запада корой субокеанического, мы считаем возможным отнести Мадагаскар к микроконтинентам.

Сейшельские острова являются самым малым участком суши в океане, где обнаружена континентальная кора. Проведенные на Сейшельской банке геологические и геофизические исследования показали, что в составе коры присутствует «гранитный» слой.

Действительно, на мелководье Сейшельской банки, на профиле длиной 50 км, получен следующий разрез коры (рис. 41): после небольших по мощности, но повсеместно развитых осадков со скоростью 2,37 и 3,5 км/с, залегающих клинообразно, получен горизонт с сейсмической скоростью 5,72 км/с мощностью около 4 км и далее слой со скоростью 6,26 км/с. Этот слой имеет ориентировочно мощность 10 км и подстилается слоем со скоростью 6,8 км/с. Общая толщина коры составляет 32 км, и она подстилается мантией со скоростью 8,1 км/с. Этот разрез является типично континентальным (Shor, Pollard, 1963). Подтверждением такой структуры служит находка гранита, возраст которого, по Миллеру и Мюду, составляет более 600 млн. лет. Магнитная съемка показала наличие большого количества системы основных даек, которые направлены к центральной части банки. Возможно, что эти дайки связаны с докембрийскими гранитами и что другие породы, представляющие, по-видимому, первоначальную кровлю гранитной интрузии, обнажаются в периферийных частях банки.

Первостепенный интерес представлял вопрос о распространенности континентальной коры в других прилегающих мелководьях Индийского океана. С этой целью проводились широкие геофизические исследования. Однако структура коры банки Сая-де-Малья оказалась совершенно иной. Скоростной разрез здесь изменяется от 1,7 до 6,8 км/с и аналогичен скоростям, наблюдавшимся в Тихом океане на вулканических островах, атоллах и хребтах. Слой с типично континентальной скоростью в коре (6 км/с) на этой банке отсутствует. Шор и Поллард (Shor, Pollard, 1963) дают здесь следующий разрез: осадочный слой — скорость 2,0 км/с, мощность 0,3—0,5 км; «базальтовый» слой — скорость 6,4 км/с, мощность $6,5 \pm 1,5$ км; подкорковый слой — скорость 8,0 км/с. Анализ сейсмического разреза и результаты магнитной съемки позволили указанным авторам предположить, что банка Сая-де-Малья имеет вулканическое происхождение.

Итак, рассмотренные данные позволяют утверждать, что перечисленные острова (и, вероятно, еще некоторые, например, банка Ямато в Японском море) имеют существенные черты сходства с континентами и, наоборот, весьма отличаются от многих других островов (вулканических). Это сходство и различие не случайно и проливает свет на генезис и историю развития некоторых частей коры.

Чем же являются микроконтиненты с генетической точки зрения? Являются ли они осколками материков или их «предшественниками»? В отношении Гренландии, Мадагаскара и, вероятно, Сейшельских островов, решение, по-видимому, должно склоняться в пользу первого предположения, что же касается Новой Зеландии, то проблема требует всестороннего изучения. Более того, наряду с загадками известных, сравнительно изученных микроконтинентов, на обширных площадях океанического дна могут существовать реликты поглощенных микроконтинентов, о чем, в частности, позволяет думать характер аномального магнитного поля к востоку от Бермудского плато.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗОН ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТОВ К ОКЕАНУ

Области перехода от материка к океану представляют особый интерес в проблеме познания структуры коры Земли. Исследования шельфа и материкового склона позволили установить не только, что общая мощность коры, характер осадков и их взаимоотношения с нижележащими слоями — «гранитным» и «базальтовым» здесь чрезвычайно разнообразны, но и то, что наблюдается два типа генеральных, принципиально различных особенностей перехода от континента к океану — тихоокеанский и атлантический. На фоне главных типов континентальных окраин имеет место широкий диапазон промежуточных подтипов, иногда непонятных по генезису или по району их нахождения и, вероятно, представляющих части плит либо отставших в своем развитии от окружающего региона, либо в какой-то мере обгоняющих общий процесс развития, т. е. на материковой окраине наблюдаются как геодинамические «реликты», так и геодинамические «лидеры».

Материковые окраины тихоокеанского типа окружены со стороны суши молодыми тектоническими горными поясами, проходящими параллельно берегу и фактически окольцовывающими Тихий океан. Со стороны океана шельф нередок, но не всегда окаймлен системой островных дуг, а материковое подножие, за исключением района к западу от Северной Америки, окружено глубоководными, резко выраженными в рельефе желобами. Таким образом, материковая окраина тихоокеанского типа размещена как бы внутри двух колец — приподнятого — горных систем, и опущенного — желобов, что соответственно выражено в рельефе подошвы земной коры. Однако наиболее характерным признаком материковой окраины тихоокеанского типа является наличие активной сейсмичности этого кольца во всем диапазоне глубин от мелкофокусных до глубокофокусных очагов. В связи с этим вся периферия Тихого океана являлась на протяжении последних геологических эпох и является до сих пор ареной активного вулканизма.

Для тихоокеанского типа характерно большее разнообразие структур перехода от континента к океану, чем для атлантического типа, а осадконакопление здесь существенно уменьшено.

Для атлантического типа характерно наличие со стороны суши стабильных, по крайней мере в мезо-кайнозой, континентальных блоков, которые после палеозоя совсем не испытали деформации или подверглись лишь слабым деформациям. Атлантические окраины не сопровождаются молодыми складчатыми поясами и глубоководными желобами, выраженными в рельефе дна, вследствие чего подошва земной коры имеет более выровненный рельеф, хотя под отложениями материкового склона часто обнаруживаются погребенные желобообразные структуры. Палеозойские и более древние структуры континента иногда срезаются его краем, что наблюдается в южной части Атлантического океана;

наряду с этим в северной части Атлантики, наоборот, древние структуры параллельны материковому склону. Островные дуги и глубоководные желоба для атлантического типа переходных зон являются исключением — Антильская, Скоша — а не правилом. И, наконец, главный характерный признак — сейсмичность — также не присущ атлантическому типу контакта континента и океана, за исключением упомянутых островных дуг.

В связи с тем что, как оказалось, именно сейсмичность, а не рельеф и не характер геологической структуры суши, имеет определяющее значение в познании геодинамических процессов, происходящих на контакте континента и океана, в настоящее время погруженные континентальные окраины получили наименование неактивных (пассивных) окраин и активных, т. е. сейсмически и вулканически активных, поясов и желобов. Эти две категории являются фундаментальными, но их различие и особенности могут быть лучше всего поняты исходя из концепции тектоники мобильных литосферных плит.

Помимо Атлантического океана примерами пассивных континентальных окраин, образованных главным образом разломами, являются окраины Арктического, Индийского и Южного (Антарктического) океанов. Геологическая структура океанской окраины в каждом конкретном районе является результатом комплексных, взаимосвязанных процессов, вызванных и ассоциирующихся с разломами, — поднятий, опусканий, образований разрывных нарушений, седиментации, вулканизма и др. Данных о структуре коры, не только по всей ее мощности, но даже по верхней части, для подводной окраины материков все еще крайне мало. В особенности это касается внешней части континентального подножия, континентального склона.

В общих чертах можно отметить, что бассейны седиментации, связанные с пассивными окраинными зонами, очень различны по стратиграфии и структуре. В некоторых из них, как, например, в районе Флорида — Багамские острова, преобладают отложения карбонатных осадков, в других наблюдается в основном терригенная седиментация. Структурно некоторые пассивные окраины характеризуются глыбовой тектоникой (Австралия), в других — широко распространены галогенные отложения с образованием соляных структур (Мексиканский залив, Новая Скотия, Ньюфаундлендский шельф, бассейн Сержише, Бразилия, и др.). Пассивные окраины нередко сравнивают с древними геосинклиналями на первой стадии горообразования, и в настоящее время предлагается подразделять такие окраины на три типа: древние окраины — древнее 60 млн. лет (примером может служить восточная окраина США), молодые окраины — возрастом менее 20 млн. лет (например, Красное море или Калифорнийский залив) и окраины промежуточного возраста — 20—60 млн. лет (например, Аденский залив или район Норвежско-Гренландского моря).

Активные океанические окраины характеризуются, как уже упоминалось, землетрясениями, хотя имеются отдельные участки без активной сейсмичности, Структура этого типа окраин весьма сложна, и здесь могут быть даны только самые общие формулировки подтипов: а) окраинная зона между океаном и континентом, пример — запад Америки; б) окраинная зона между океаном, островной дугой и континентом, пример — Японская, Курильская, Алеутская и другие дуги; в) внутриокеанская окраинная зона с сопутствующей островной дугой — пример — Марианская, Малая Антильская, Скоша, Тонга-Кермадек и другие дуги. Эти подтипы могут в свою очередь подразделяться, например, по заполнению их осадками, которое меняется от мощных, обычно терригенных осадочных серий, до относительно тонких,

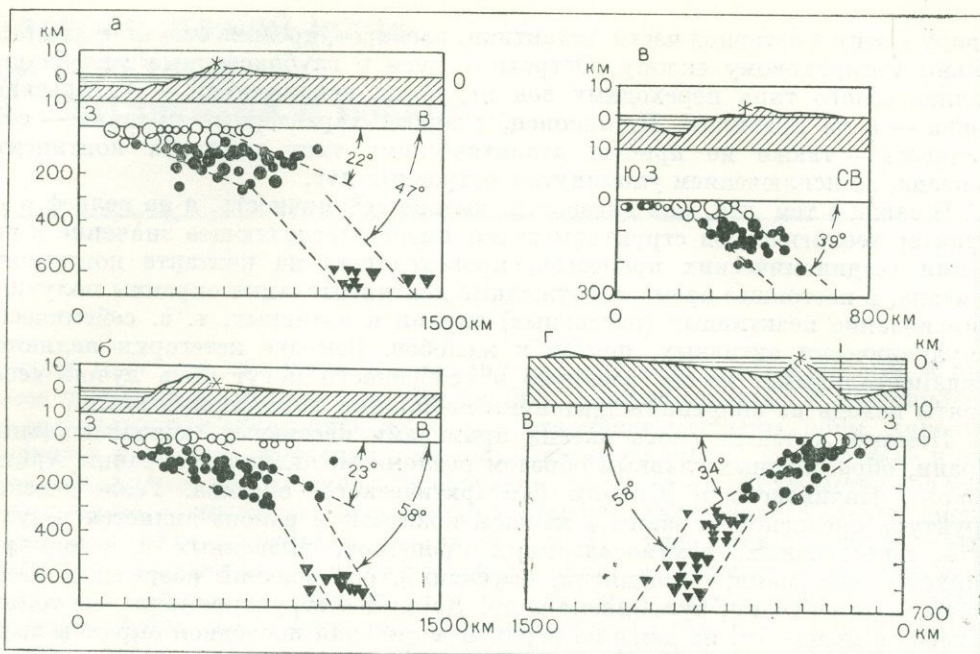


Рис. 42. Обобщенные разрезы положения фокальной плоскости в различных регионах Тихоокеанской материковой окраины (Benioff, 1966).

а — сегмент заданной части Южной Америки; б — сегмент Центральная Америка — Мексика; в — сегмент Британская Колумбия — Аляска; г — Курило-Камчатский сегмент

пелагических. В этих зонах различается разломная тектоника — если одни районы характеризуются преимущественно надвигами, то другие сбросо-сдвигами.

В настоящее время, вероятно, наиболее эффективным средством изучения материковых окраин будет являться всестороннее исследование зоны Заварицкого — Беньофа и особенно подробный анализ положения очагов землетрясений. Эти очаги, начиная от поверхности и приблизительно до глубины 80 км, расположены непосредственно под желобами. С дальнейшим увеличением глубины они приближаются к материкам. Фокальная плоскость, которая аппроксимирует расположение очагов, падает под материк примерно под углом $22\text{--}40^\circ$, а на больших глубинах становится круче. Эта генеральная закономерность является общей для всех зон активной окраины, но, как и другим закономерностям, ей свойственно рисовать лишь общую картину. В действительности в различных регионах поведение поверхности Заварицкого — Беньофа даже в пределах одного континента (желоба) различно. Еще большая разница имеет место при анализе других континентальных окраин (рис. 42).

Как показывает Сибье (Sibuet et al, 1971), параметры плотности, которые необходимо принять в слоях коры для получения соответствия наблюдаемой и вычисленной кривых силы тяжести, также сильно варьируют от района к району. Это видно из рис. 43, составленного для сугубо разных районов земного шара. При условии принятия приблизительно одинаковой плотности для мантии плотность в коре меняется в широких пределах.

В. И. Смирнов, рассматривая особенности Тихоокеанской и других переходных зон, отмечает, что зона Заварицкого — Беньофа является глубоко

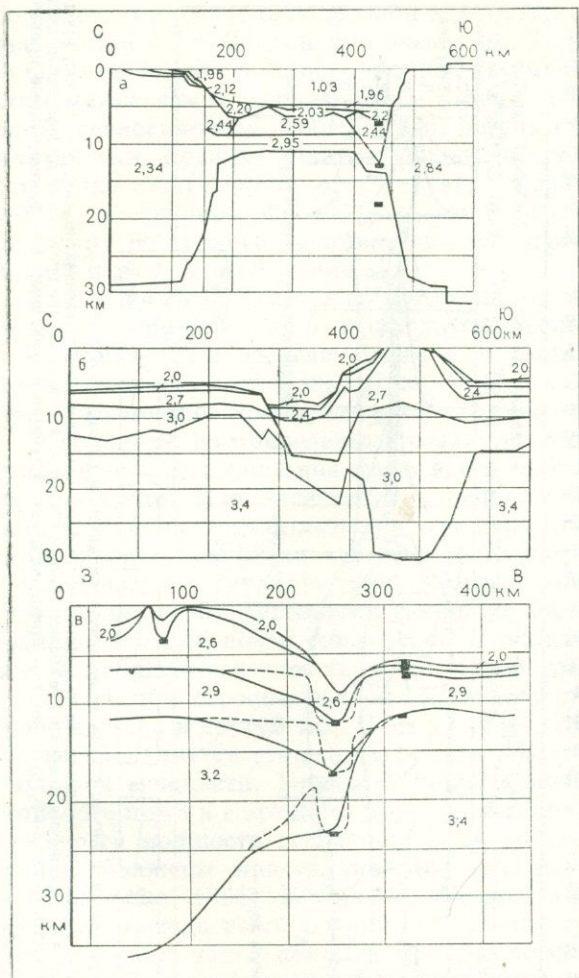


Рис. 43. Изменение плотности коры в Бискайском заливе (а), в желобе Пуэрто-Рико (б) и в желобе Тонга (в) (Sibuet et al., 1971)

и почти полного, а в большинстве случаев полного выклинивания «гранитного» и осадочного слоев наблюдается при переходе через материковый склон (рис. 44). Осадочный слой в океанах уменьшается до 0,1—0,2 км, что же касается «базальтового» слоя, то его тождественность с «базальтовым» слоем континентальной и переходной (субконтинентальной, субокеанической) коры, по-видимому, остается только терминологической, условной как для первого, так и для второго случаев.

При анализе структуры коры подводной окраины материка встает ряд трудностей. Напомним, что современные геоморфологические подразделения позволяют различать здесь три главные провинции: 1) затопленную часть суши (шельф, заливы, краевые материковые моря и краевые материковые плато); 2) материковый склон и 3) материковое подножие.

проникающим каналом, обеспечивающим поступление глубинного эндогенного вещества в верхние зоны Земли, и может служить прообразом планетарных структур, контролировавших и магматизм, и металлогению геосинклинальных областей протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, что может быть показано на примерах Тихоокеанского пояса, Кавказа и Урала.

Что касается структуры земной коры, то пока трудно сформулировать признаки, присущие тому или иному типу переходной зоны, поскольку в пределах шельфа и для Тихоокеанского, и для Атлантического типа при приближении к сохранению мощности коры (35—25 км), известной для прилегающей суши с равнинным рельефом, характерно изменение внутренней структуры коры. Происходит как бы замещение «гранитного» слоя осадочным — «гранитный» слой сокращается в мощности, «базальтовый» слой имеет почти прежнюю мощность и происходит постепенное, а иногда и резкое увеличение мощности осадков до 15—18 км. По-видимому, наибольшие мощности осадков присущи пассивным окраинам. Резкое, существенное уменьшение мощности коры за счет частичного выклинивания «базальтового» слоя

Подводный рельеф окраины материка преимущественно плавных очертаний, за исключением подводных каньонов, имеющих резкий рельеф. Материковый склон проявляется резко, он сравнительно крутой, углы наклона дна достигают 6° и нередко склон переходит в краевой уступ или глубоководный желоб.

Главной особенностью подводной окраины материков является прежде всего большая изменчивость по ширине и конфигурации в плане, а также изменчивость вертикального профиля (рис. 45). По характеру перехода возможны следующие варианты: резкий контакт континентальной глыбы с океаном (например, контакт Африки и Атлантического океана); постепенный переход от континента к океану через широкий затопленный шельф (например, контакт Северо-Западной Европы с Атлантическим океаном или Евразии с Северным Ледовитым океаном); континент и океан, разделенные желобом (например, контакт Южной Америки и Тихого океана), и континент и океан, разделенные внутренним бассейном и островной дугой (например, контакт Центральной Америки и Атлантического океана или контакт Северо-Восточной Азии и Тихого океана); континент и океан не имеют резкого структурного различия, как, например, восточный материковый склон Северной Америки, где контакт океана и континента нечеток, представляет собой единую структуру — склон срединного хребта, гребневая зона которого расположена на суше, а рифты проходят как по суше, так и материковому склону.

Однако, рассматривая конфигурацию материковой окраины в плане, за которую принята изобата 2 км, приходится констатировать, что пока не удалось найти закономерной связи между какими-либо геометрическими

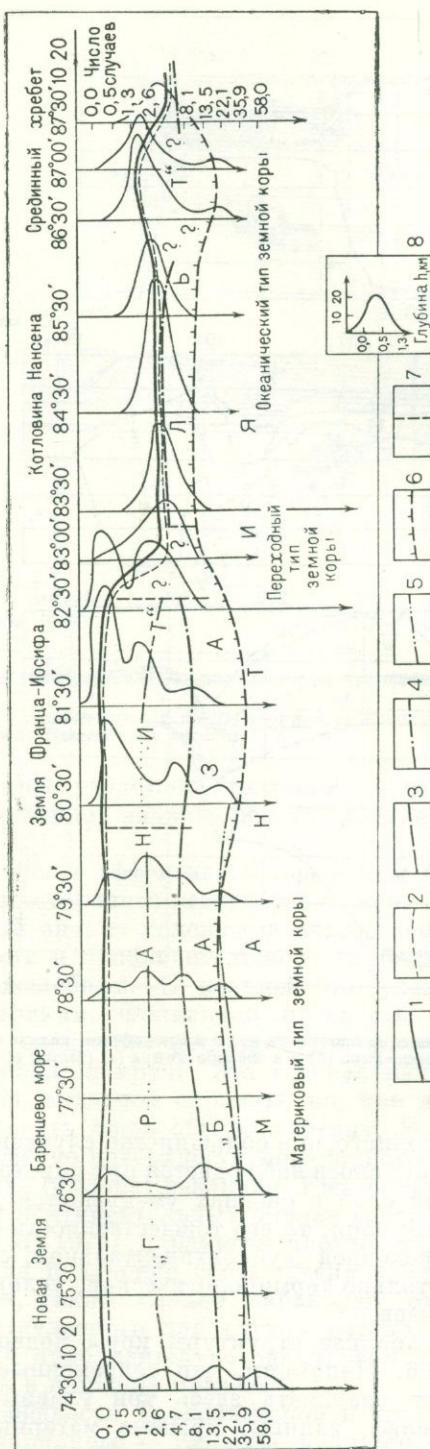


Рис. 44. Схематический сводный разрез коры (отнесенный к 60° в. д.) по аэромагнитным данным (Волк, 1964). 1 — осредненный батиметрический профиль дна; 2 — положение поверхности намагниченных пород, наиболее приближенных ко дну; 3 — то же, предположительно приуроченных к «гранитному» слою; 4 — положение поверхности «базальтового» (?) слоя; 5 — положение границы М по аэромагнитным данным; 6 — то же, рассчитанное по формуле $H = 33h$ ($0,38\Delta k - 0,18$) + 38; 7 — предполагаемые глубины залегания намагниченных тел; 8 — вариационные кривые

параметрами площади подводной окраины и самим материком. Как шельф, занимающий от 4,2% (Индийский океан) до 37,4% (Северный Ледовитый океан), или в среднем около 2% площади суши, так и более широкая часть подводной окраины имеют самое разнообразное сочетание площади материка, высоты побережий, геологических особенностей, ширины и внешних очертаний, наличия или отсутствия краевых плато. Общеизвестно, например, что у Африканского материка шельф почти отсутствует; у берегов Калифорнии его ширина всего 10 км, а северный шельф Евразии достигает ширины 1000 км; в Австралии, к северу от южного тропика, имеется достаточно широкий шельф, отсутствующий к югу от этой линии.

Для наглядности таких причудливых сочетаний площади суши и подводной части на рис. 45, б приводятся несколько различных фрагментов, где сопоставляется береговая линия и изобата 2 км. Приблизительно такую же интерпретацию дает Менард (рис. 45, в), показывающий вертикальный профиль дна и возможное изменение в этом случае общей толщины коры.

Несмотря на приведенные различия, шельф всюду имеет вид выступа материка в океан, и толщина коры здесь не слишком отличается от прилегающих частей суши. Что касается внутреннего строения затопленной части континента, то существовало мнение, что кора здесь по структуре тождественна коре прилегающего материка и на шельфе в погруженном состоянии продолжают геологические структуры суши. Между тем работы последних лет показали, что наряду с определенными закономерностями, главной из которых является одинаковая или почти одинаковая толщина коры суши и шельфа, в структуре коры наблюдается как сходство, так и различие. Наряду с регионами, где геологическое строение шельфа близко по структуре к прилегающему матерiku, наблюдается и другой тип. В этом случае верхняя часть коры резко изменена — четко проявляется утонение «гранитного» слоя и замена слоем осадков, иногда большой мощности. Наиболее характерным примером является переход Балтийского щита в Баренцево море, на шельфе которого уже на расстоянии 150 км от берега мощность осадочного слоя достигает 10—15 км, в то время как на суше обнажены кристаллические породы докембрия и осадки отсутствуют (Литвиненко, 1964). К сожалению, этот профиль не доведен до материкового склона прежде всего потому, что шельф здесь имеет ширину более 1000 км, его северная часть покрыта дрейфующими льдами; вариант интерпретации парадокса осадконакопления здесь дан А. Городницким и С. Ивановым (1973).

Рассматривая сопряжение структур континента и океана, нельзя обойти молчанием сопутствующие им во многих различных регионах Земли глубоководные желоба. Весьма примечательна форма желобов — узкая, вытянутая, иногда слегка изогнутая, длиной более 1000 км, с асимметричными склонами; более крутой склон приурочен к матерiku или островной дуге. Однако правило асимметрии имеет и исключение, например желоб Кермадек, склоны которого симметричны. Протяженность желобов огромна: Центральноамериканский (Перу-Чилийский) желоб протягивается на 2300 км при ширине 10—50 км и глубине 4500 м; желоб Тонга имеет протяжение около 700 км, ширину порядка 7 км и глубину 10882 м и т. д. Желоба в одних случаях, как, например, Перу-Чилийский, расположены непосредственно вблизи материкового склона и как бы сопутствуют матерiku, в других, хотя желоб и расположен вблизи материка, отделены от него небольшими по площади океаническими бассейнами и островной дугой, как, например, Японский, и, в-третьих, как, например, желоб Тонга, расположены в большом удалении от материка, как бы выдвинуты в океан. Известно, что островные дуги и сопряженные с ними глубоководные

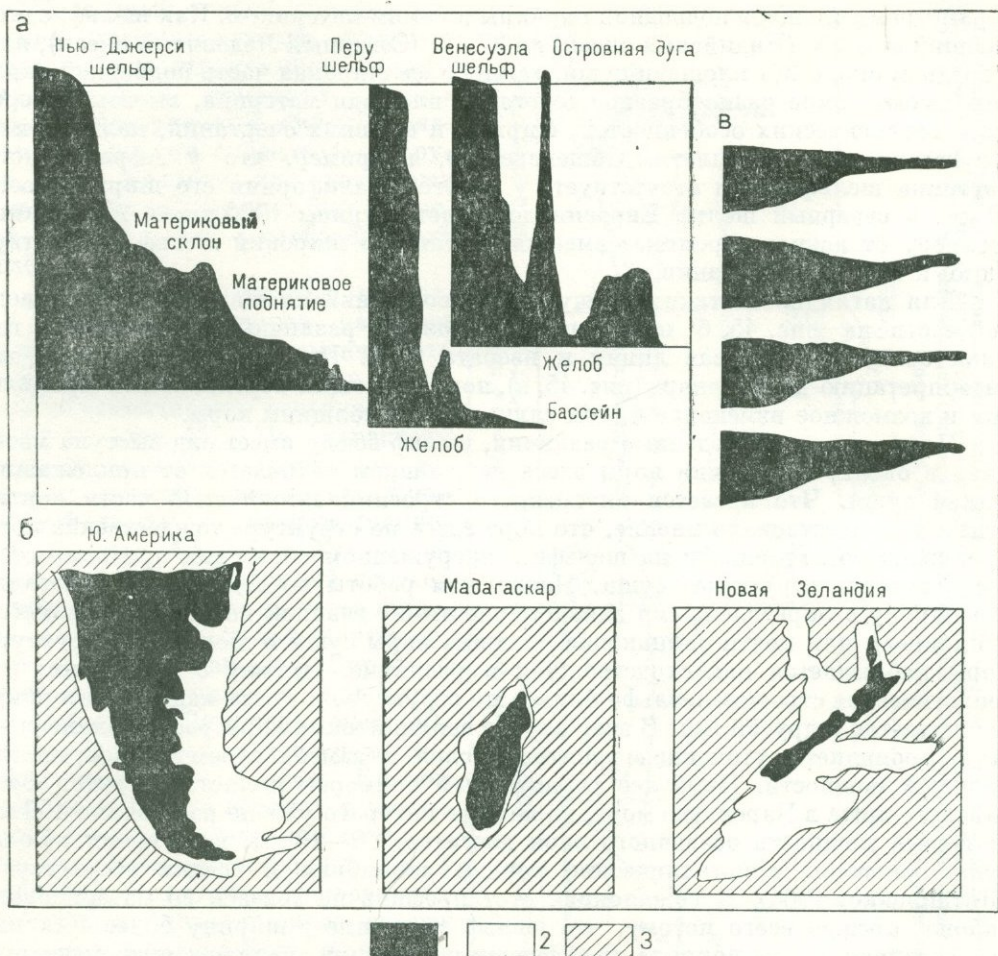


Рис. 45. Типичные силуэты подводной окраины материка (а), очертания материковых окраин (б) и изменение общей толщины коры материковых окраин (в).
 1 — суша; 2 — глубины моря менее 2 км; 3 — то же, более 2 км

желоба представляют собой наиболее активные, в геологическом смысле современные структуры Земли. К ним приурочены: мощный вулканизм, очаги землетрясений в самом широком диапазоне глубин, интенсивные сдвиги поверхности, большие гравитационные аномалии и, наконец, наибольшие перепады рельефа земной поверхности.

Б. Хизен делит желоба на три типа: желоба островных дуг, ограничивающие эноконтинентальные моря; прямолинейные, окаймляющие материки (Перуанский, Центральноамериканский, Тонга); сильноизогнутые, типа Северной и Южной Анtilьской дуги.

Глубоководные желоба характеризуются большим дефицитом силы тяжести — до 100—300 мгл по узкой полосе, всего лишь 100—200 км.

Еще одним аспектом затронутой проблемы является, по-видимому, вопрос о структуре коры в зоне контакта некоторых изолированных океани-

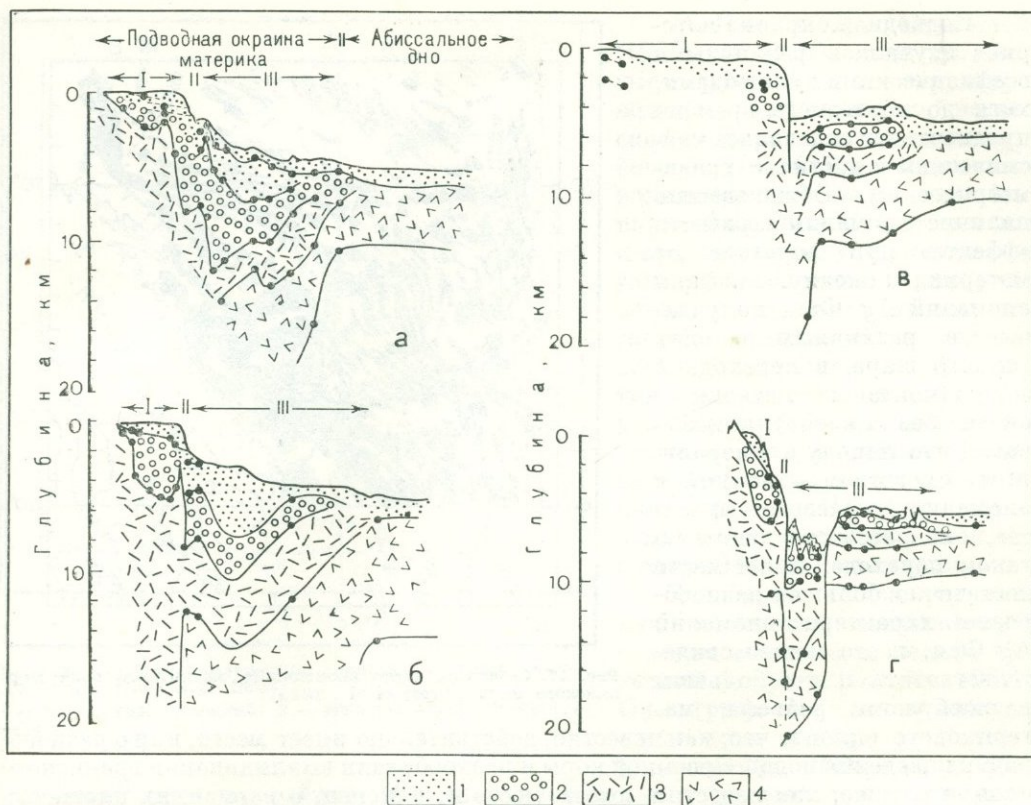


Рис. 46. Строение коры подводной окраины Северной Америки со стороны Атлантического океана по данным разных авторов (Хизен и др., 1962). Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 40 : 1. а — Ньюфаундленд; б — северо-восток США; в — плато Блейк — Багамские острова; г. — о. Пуэрто-Рико. 1 — неуплотненные осадки и осадочные породы; 2 — уплотненные осадочные породы; 3 — кристаллическое основание; 4 — океаническая кора

ческих островов (например, Сейшельских) с корой типичного океанического дна.

И, наконец, последним немаловажным звеном в цепи развития коры переходного типа, очевидно, являются некоторые моря типа Каспийского, Черного, Средиземного. Здесь, хотя и отсутствует контакт континентального и океанического коро-мантийных блоков, установлены все признаки коры переходного типа, а частично, как, например, в Средиземном, пятна океанической коры.

Если не обращать внимания на большую сложность строения самых верхних частей коры в пределах шельфа, на наличие депрессий и поднятий в фундаменте, на изменение мощности и соотношения отдельных слоев осадочного комплекса, то можно заметить, что во всех регионах земного шара в пределах материкового склона имеет место однообразное изменение мощности коры от 22 до 12 км на профиле приблизительно в 200 км, однако наиболее резкое изменение толщины коры происходит на протяжении всего лишь 30 км и начинается приблизительно при глубине моря 2 км. На последнее обстоятельство обратил внимание и Ворцель (Worzel, 1965), который систематизировал большой сейсмический и гравиметрический материал. Однако разрезы, составленные им, значительно упрощены, структура коры, особенно в верхних частях, в действительности значительно сложнее (рис. 46).

Подводная окраина материка изучалась различными геофизическими методами, хотя до последнего времени предпочтение отдавалось сейсмическим и частично гравиметрическим. Общеизвестно наличие аномалии «краевого эффекта» при переходе от материка к океану. Графики аномалий Δg Фая, полученные в различных районах земного шара в переходной зоне (контакт: материк — океан без желоба), показывают, что наряду с генеральным сходством — наличием аномалий «краевого эффекта», свидетельствующим о таком переходе, имеет место достаточно большое разнообразие характера аномалий Δg Фая, и это может свидетельствовать или о большом разнообразии рельефа материкового склона, что, как известно, действительно имеет место, или о разнообразии поведения подошвы земной коры и разнообразии выклинивания гранитного слоя, что тоже, как известно, имеет место и, наконец, о вариациях плотности коры и мантии. Хотя четких представлений, как интерпретировать аномалии Δg (кроме метода подбора, который многозначен), пока нет, в настоящее время уже имеется достаточное количество материалов, чтобы классифицировать краевые гравитационные аномалии с учетом новых гипотез. Такие попытки сделаны С. А. Ушаковым, Е. А. Исаевым, С. С. Ивановым, Г. И. Гапоненко и др. Эта большая работа еще ждет своего энтузиаста.

Весьма важными, но еще полностью не раскрытыми возможностями для изучения переходных зон обладают, по-видимому, аномалии магнитного поля, хотя пока нет универсального подхода к их интерпретации. Можно лишь указать на резкое изменение характера аномального магнитного поля на границе материка и океана, что особенно наглядно видно, например, по съемке Норвежского шельфа (рис. 47) и Северной Атлантики. Четкая граница соприкосновения аномального магнитного поля шельфа и океана наблюдается по изменению простираний и контуров аномалий — расплывчатые контуры сменяются системой субпараллельных аномалий относительно постоянного периода. Как будет показано ниже, не менее характерен переход на Евразийском шельфе Северного Ледовитого океана. Использование магнитных аномалий для изучения переходной зоны весьма обнадеживает. В частности, Р. М. Деменицкая и А. М. Карасик (1964), В. Э. Волк, С. С. Иванов, А. М. Городницкий, В. Н. Шимараев, Э. М. Литвинов (1970, 1973), А. Г. Гайнанов (1965), изучив характер изменения глубин магнитовозмущающих масс от континента к океану, установили различия в структуре коры отдельных регионов переходных зон.

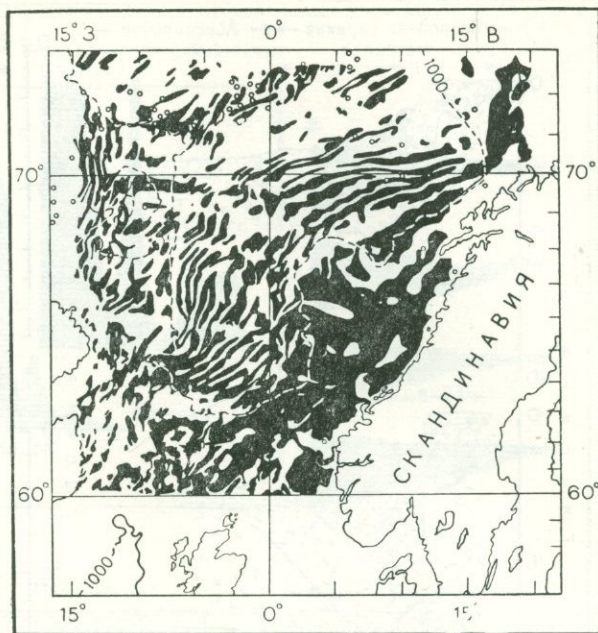


Рис. 47. Скелетная карта аномального магнитного поля Норвежского моря (Avery et al., 1968)

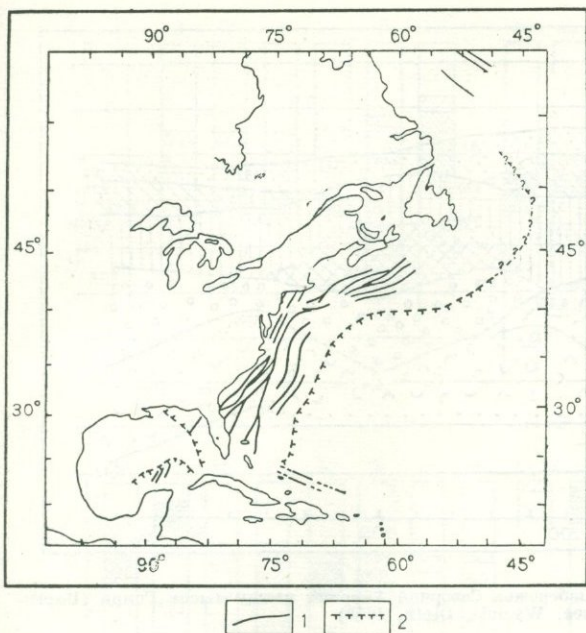


Рис. 48. Линейные магнитные аномалии восточной части Атлантики (Heirtzler, 1965).

1 — максимумы аномалий; 2 — границы зоны спокойного поля

рывается лишь в районе 40-й параллели и пересекается зоной разлома. К югу от Чарльстона аномалия разветвляется и постепенно теряет связь с морфологией дна. Автор предполагает, что причиной этой аномалии является интрузивно-экструзивный массив намагнитченных магматических пород, образующих выступ фундамента в форме хребта, подобного островным дугам западной окраины Тихого океана.

Линейная аномалия магнитного поля, выявленная южнее, протягивается от Багамских островов к Виргинским и четко связана с внешним валом желоба Пуэрто-Рико. У. Геддес предполагает существование генетической связи между этой аномалией и аномалией восточного шельфа Северной Америки.

Дж. Херси и др. (Hersey et al., 1959), рассматривая результаты геофизических исследований подводной окраины материка между мысом Генри (Виргиния) и Джэксонвиллем (Флорида), проследили сложное строение переходной зоны, что наглядно видно из разреза одного из профилей (рис. 49). Зона перехода подразделяется на три части: материковый шельф, плато Блейк и прилегающий глубоководный район. Авторы считают, что разрезы по материковому шельфу коррелируются с геологическими разрезами прилегающего материка. Наиболее глубокий горизонт, прослеженный до шельфа, со скоростями 5,82—6,1 км/с интерпретируется как фундамент. На южном конце его глубина 6 км, вблизи мыса Феа 0,86 км, севернее мыса Гаттерас 3 км. Наблюдается хорошее соответствие этих глубин с глубинами фундамента на материке.

В районе плато Блейк установлено несколько слоев, которые интерпретируются как осадочные, имеющие скорости 1,83—4,5 км/с. Слой со скоростью 5,5 км/с найден только южнее точки с координатами 30° 30' с. ш., 78° з. д.

М. Кин и Дж. Бланшард (1965) также отмечали, что имеются различия в структуре шельфа. Глубинное сейсмическое зондирование на шельфе у берегов Новой Шотландии позволяет обнаружить «корни» Аппалачей в заливе Св. Лаврентия и под шельфом у восточных и западных берегов Ньюфаундленда, однако проследить «корни» Аппалачей к северо-востоку от залива Св. Лаврентия не удастся. Характерно, что картина аномального магнитного поля в районе Большой Ньюфаундлендской банки, как отметил П. Худ, резко отличается от наблюдаемой на шельфе Новой Шотландии.

У. Геддес описал магнитную аномалию, сопряженную с краем восточного шельфа Северной Америки (Geddes, 1965). Она (рис. 48) протягивается вдоль края шельфа от Ньюфаундленда до Флориды и пресекается с. ш., где край шельфа пересекается зоной разлома.

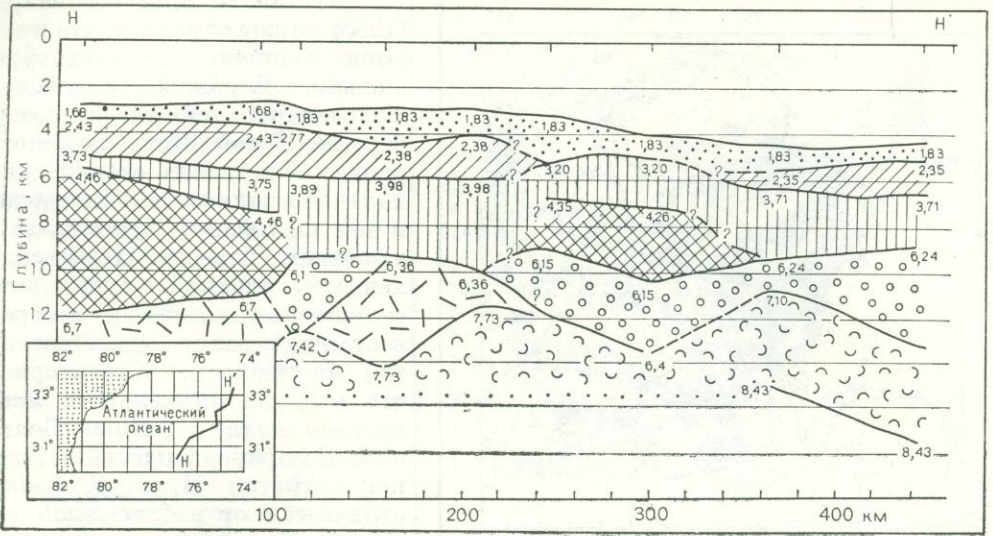


Рис. 49. Сейсмический разрез Атлантического побережья Северной Америки между мысом Генри (Виргиния) и Джексонвилем (Флорида) (Hersey, Bunce, Wyrick, Dietz, 1959)

Слои со скоростями выше 5,5 км/с были выявлены на шести профилях в районе плато Блейк, а еще более высокие скорости в пластах (7,3; 7,28 и 8,0 км/с) обнаружены лишь на некоторых профилях на различных глубинах.

Глубоководный район, включающий материковый склон, поднятие и хребет, протягивающийся на юго-восток от мыса Феа, характеризуется осадочным слоем с низкой скоростью (1,83—2,96 км/с) и слоем с высокой скоростью, залегающим ниже; последний образует отчетливую линейную структуру, простирающуюся которой совпадает с простираем хребта. Это позволяет авторам предполагать, что хребет в прошлом был цепью островов и рифов, имеющих простираем, совпадающее с расположением дуги мыса Феа. Структура, образованная кристаллическими образованиями Пьемонт, антиклиналь п-ова Флорида, мыса Феа и погруженного хребта, сходна со структурой, образованной Японским архипелагом, о-вом Рюкю и хребтом Бонин. Структура плато Блейк и глубоководного района несколько сходна с такими современными структурами, как залив Екита и Багамские острова.

Результаты сейсмических исследований позволяют Дж. Юингу, М. Юингу и Р. Лейдену считать, что вся провинция, объединяющая плато Блейк, Багамские острова и Флориду, была областью мелководного карбонатного осадконакопления, ограниченной барьерным коралловым рифом вплоть до конца мезозоя. Современное положение плато Блейк связано с его опусканием и отмиранием кораллового барьерного рифа.

Геофизические исследования в восточной части Карибского моря (Ewing, Officer, Johnson, Edwards), проводимые для выявления глубинной связи Атлантического океана, глубоководного желоба, островной дуги и внутреннего бассейна, показали, что Карибский бассейн, хотя во многих отношениях и сходен со структурой океанического бассейна, в то же время отличается от типичного океана (рис. 50, 51).

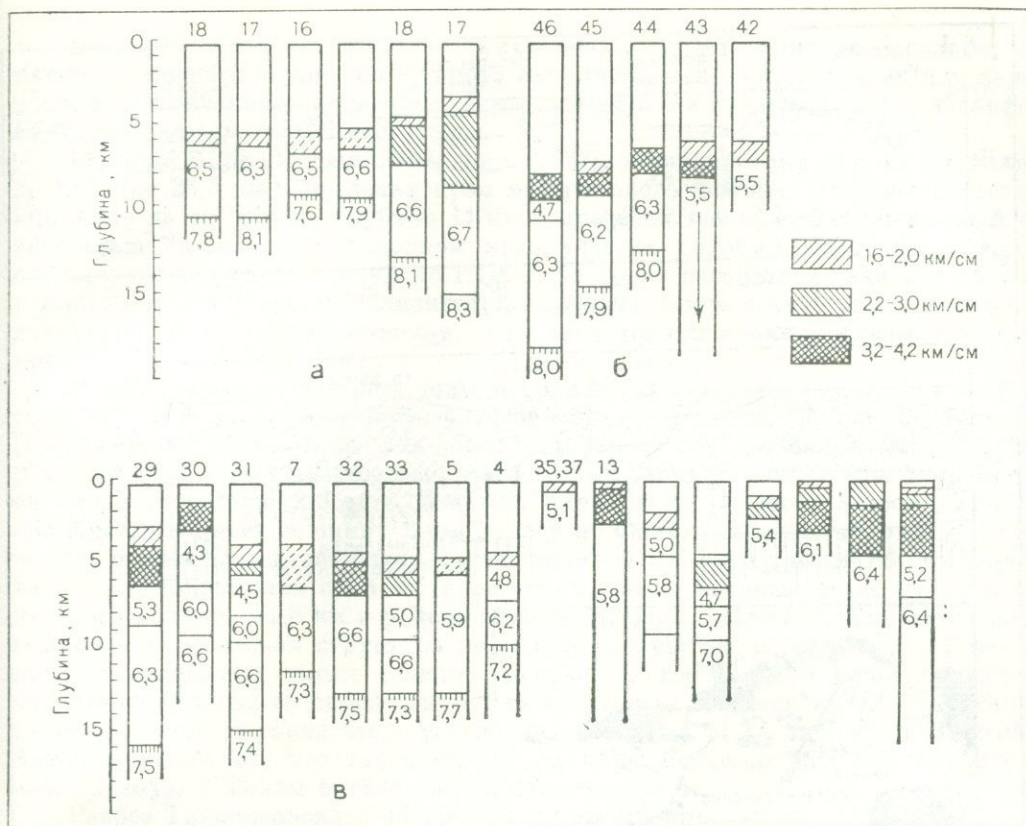


Рис. 50. Колонки коры Атлантического океана (а), впадины Пуэрто-Рико и прилегающих районов (б), Карибского моря (в) и островной дуги (г) (Ewing et al., 1963)

Как отмечают авторы, вдоль исследованного профиля наблюдается существенное изменение толщины коры. Кроме того, породы, залегающие ниже сейсмической границы раздела, типичной для океанического слоя, имеют скорость 7,4 км/с. Выше этой границы раздела скорости в коре немного меньше, чем в соответствующих частях коры океанического бассейна, что может указывать, по мнению авторов, на несколько более кислый состав вещества коры. Как нижние слои, так и залегающие выше осадки и вулканогенные породы в Карибском море имеют большую мощность. Структура коры севернее Пуэрто-Рико типична для Атлантики, за исключением небольшого утолщения коры в глубоководном желобе.

Из этих результатов и их корреляции с известной геологией района и из других геофизических исследований авторы делают вывод, что весь район Карибского моря был интенсивно интродуцирован крупными телами основной магмы, которая дифференцировалась глубоко в мантии и мигрировала вверх. Авторы считают, что внедрение этого материала явилось первопричиной тектонических явлений, наблюдаемых в районе, особенно формирования островной дуги и глубоководной впадины, образовавшейся, вероятно, как считал М. Юинг еще в 1962 г., при горизонтальном сжатии вдоль границ Карибского моря и нормального Атлантического бассейна, и что Карибское море было

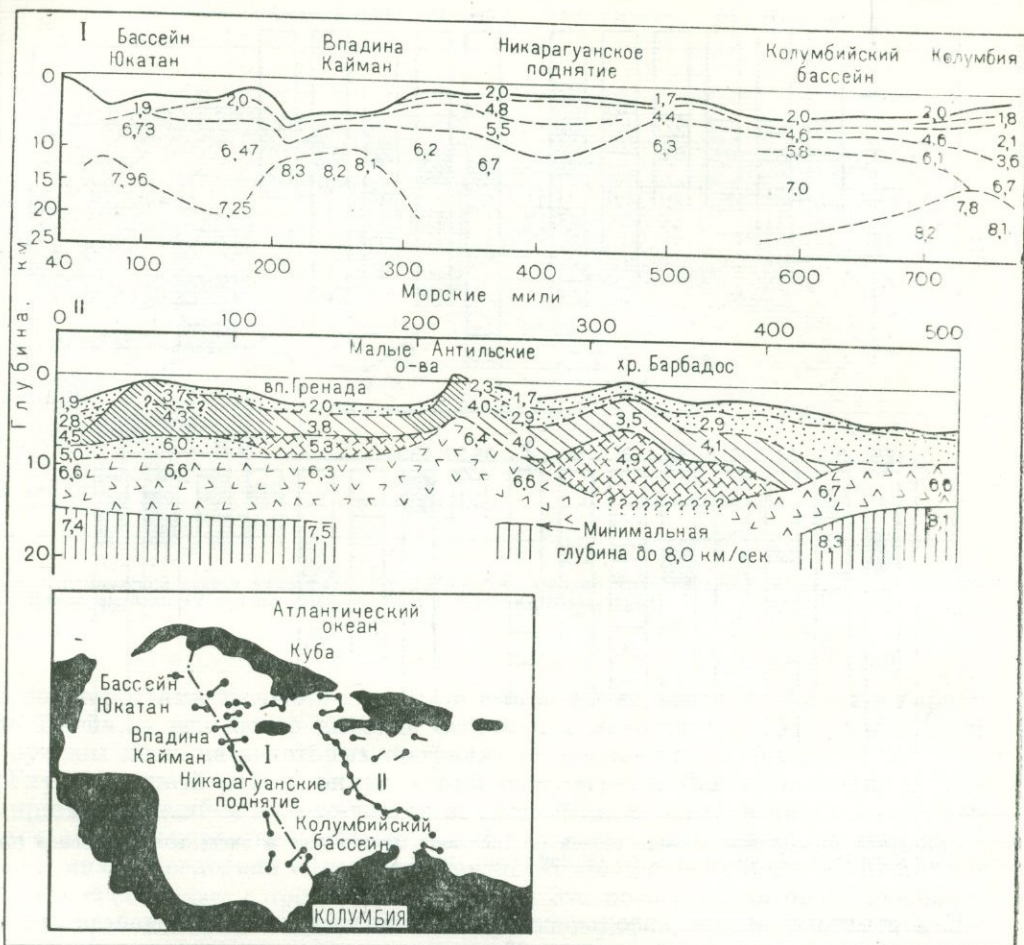


Рис. 51. Строение коры в Карибском море (Antoine, 1959)

первоначально океаническим районом, который в значительной степени изменился, вследствие чего образовалась утолщенная кора и понизилась скорость сейсмических волн в мантии.

Большие по объему сейсмические работы проведены на материковой окраине Аргентины (Ewing et al., 1963). На затопленной прибрежной равнине Аргентины в направлении к океану в докембрийском фундаменте прослежены две удлиненные асимметричные депрессии, заполненные осадками, — бассейн Рио-Саладо и бассейн Бахиа-Бланка. Депрессии разделены поднятием и простираются приблизительно на юго-восток; ширина 150—200 км и длина около 700 км. Весьма примечательно то, что оба осадочных бассейна прослеживаются не только в пределах шельфа, но и за его пределами. Сейсмические данные показали, что осадки здесь достигают мощности 8,0 км и подразделяются на четыре сейсмических слоя. Ниже осадочных пород залегает фундамент (сейсмический «гранитный» слой) и слой со скоростью 6,84 км/с, расположенный на глубине 10—12 км.

Размеры и форма депрессий, выявленных на Аргентинском шельфе, не имеют аналогов на суше. Они скорее напоминают «несостоявшиеся» или зарождающиеся океанические желоба. Возможно, что и в пределах других шельфов будут найдены подобные структуры.

Граница М, по данным Юинга и др. (1963), зафиксирована на двух профилях на глубине 26,5 км в пределах края материкового шельфа. Авторы обращают внимание на то, что на глубине 11 км в пределах шельфа обнаружен слой со скоростью 7,0 км/с. На западном крае участка подошва коры поднимается от материковых глубин 30 км до глубин 15 км на расстоянии, как и в других районах земного шара, приблизительно в 200 км. Более резкое утонение наблюдается под материковым склоном, и по мере приближения к океану оно становится более постепенным.

Исследования переходной зоны выполнены и в более южной части Атлантики — в районе Фальклендских островов, в частности, вблизи о. Мелвилл (Evison et al., 1960). В районе континентального шельфа найден слой со скоростью 4,4—4,9 км/с мощностью 6 км, который утоняется на восток, заменяется слоем со скоростью 2,9 км/с, а затем, близ Фальклендских островов, снова появляется и имеет толщину 2 км. К югу от Фальклендских островов сейсмический разрез пересекает склон банки шириной 100 км и длиной 330 км. Здесь на разрезе появляется слой со скоростью 4,5 км/с, который резко утолщается от 1 км на севере до 8 км в районе склона. К югу от склона наблюдается нормальная океаническая структура коры при глубине моря около 3 км. Поверхностные отложения имеют толщину меньше 0,5 км и лежат непосредственно на материале коры со скоростью 6,3 км/с, которая остается такой до глубины 11 км. На этой глубине была установлена граница М со скоростью 8,3 км/с. Авторы указывают, что такая структура коры более похожа на структуру, наблюдаемую в Тихом океане, чем в Атлантическом.

Разрез Тихоокеанского побережья у Сан-Франциско (рис. 52) также показывает на подобие глубинного строения материковой окраины. Правда, в этом разрезе имеет место дополнительное осложнение внутренних частей коры вследствие наличия блоков более сложного строения, вероятно, за счет близости береговых хребтов или влияния срединного хребта Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Работы, выполненные вблизи Австралии, также показывают сложное строение верхней части разреза коры к юго-западу и югу от этого материка (Hankins, Hennion, Nafe, Thyer, 1965).

Сейсмические исследования методом преломленных волн, проведенные в районе Индонезии, позволили получить представление о переходе коры типично океанической в кору островной дуги и далее кору глубоководного бассейна. С этой точки зрения полученные результаты представляют выдающийся интерес. Исследования были выполнены экспедициями на судах «Витязь» Института океанологии АН СССР и «Монсун» и «Лузиад» Института океанографии Скрипса США и продемонстрированы Р. У. Рэйтом (см. сб. «Второй Международный океанографический конгресс», Тезисы докладов, 1966). Автор указывает, что на этих разрезах подтверждено типично океаническое строение коры в Индийском океане, хотя мощность коры несколько больше средней океанической. Под главным внешним желобом — Яванской впадиной, глубина которой в районе профиля достигала 6 км, мощность коры увеличивается до 20—25 км. Несколько более тонкая, но также увеличенная кора наблюдается и далее в сторону островной дуги, однако если область желоба утолщена за счет океанического слоя коры, а мощность осадков составляет всего лишь несколько

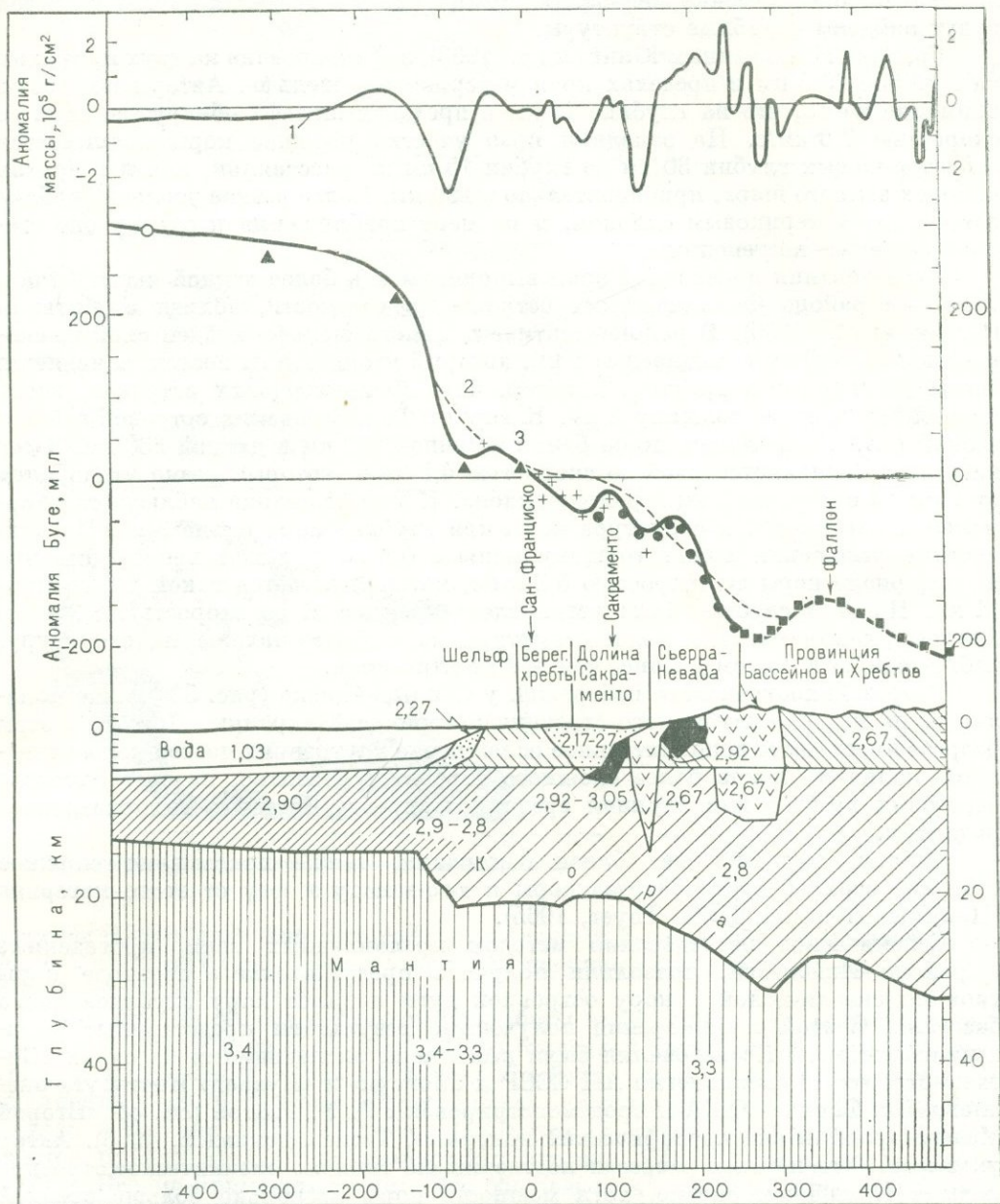


Рис. 52. Разрез коры в западной части США (Thompson, Talwani, 1964).

1 — аномалия массы (избыток массы на единицу площади); 2 — региональная гравитационная аномалия; 3 — полная гравитационная аномалия

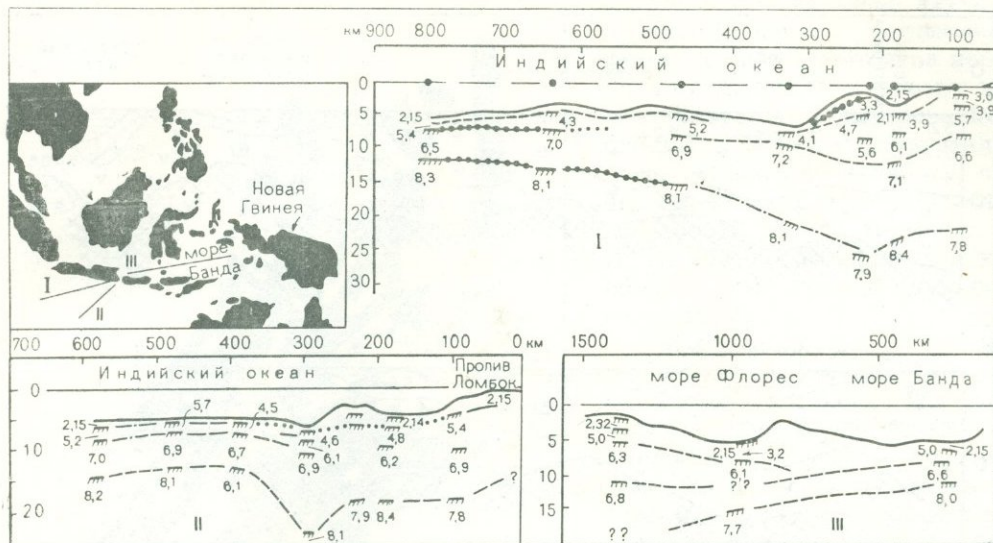


Рис. 53. Разрезы коры в районе островов Калимантан и Новая Гвинея (Raitt, 1966)

сотен метров, то по мере приближения к островам — проливу Ломбок — увеличение мощности коры происходит за счет нарастания осадков, в то время как нижний слой, океанический, утоняется (рис. 53). Рассматривая разрез по профилю III, проходящему по акватории внутренней части дуги (море Флорес — море Банда), Рейтт обращает внимание на тонкую кору в море Банда, имеющую типично океанический облик. На юго-запад, по направлению к морю Флорес и островам, кора заметно утолщается.

Рассматривая приведенные разрезы в целом, нам хотелось обратить внимание еще на то обстоятельство, что профили, расположенные во внешней части дуги, так же как и профили Атлантического океана в районе Карибского моря, имеют типичную океаническую кору, в то время как профиль, секущий бассейн моря Флорес, глубина которого достигает 5 км, имеет не только повышенную мощность коры, но и подстилается слоем со скоростью 7,7 км/с, встречаемым в других бассейнах, например в Венесуэльском. Обратим еще раз внимание на то, что кора в море Банда, по существу во внутреннем море, к тому же и имеющем очень небольшую площадь глубоководья, резко отличается от коры в море Флорес и коры Венесуэльского бассейна, несмотря на их одинаковые глубины.

Вероятно, как можно судить по карте аномального магнитного поля, типично океаническая кора не будет встречена и в северо-западной части Аравийского моря, где глубины моря также составляют 4—5 км.

Совершенно очевидно, что различие в структуре коры свидетельствует о разных процессах развития бассейнов на материковой окраине.

Другим классическим примером строения подводной окраины материка с присутствием островной дуги является восточная Азия. Большие комплексные исследования строения коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану проведены экспедициями Советского Союза. Исследования коры охватили Охотское море, о. Сахалин, п-ов Камчатка, Командорские острова и прилегающие части Тихого океана, включая Курильскую глубоководную

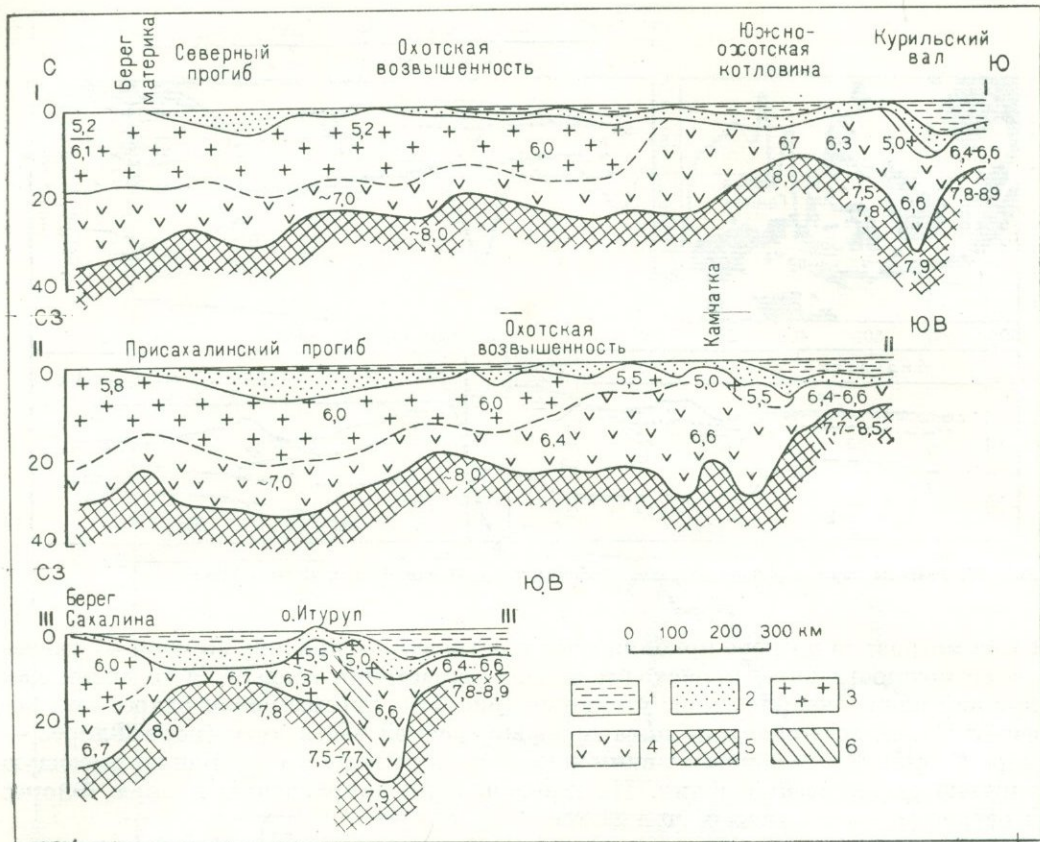


Рис. 54. Сводные разрезы коры в переходной зоне (Косминская и др., 1964).

1—вода; 2—осадочный слой, средняя скорость менее 3,5 км/с; 3—«гранитный» слой; 4—«базальтовый» слой; 5—подкорковый слой; 6—область современной сейсмической активности

впадину и юго-западную часть Берингова моря. Здесь работали И. П. Косминская, Е. И. Гальперин, С. М. Зверев, П. С. Вейцман, О. М. Соловьев, А. Г. Гайнанов, В. Н. Шимараев, Э. М. Литвинов и др. Комплексные исследования состояли из большого количества профилей ГСЗ, аэромагнитной съемки, гравиметрии и сейсмологических наблюдений. Пересмотр некоторой части этих материалов в 1972 г. произвели Э. Э. Фотиади и И. К. Туезов.

Южнее, в области о-вов Хонсю и Хоккайдо, работали Ю. П. Непрочнов, Г. Б. Удинцев и др., а также японские исследователи К. Аки, К. Каминума, Т. Санто, Матузано, Т. Матумото и др.

В результате работ, проведенных советскими учеными, составлены сводные разрезы и карты, наиболее интересные из которых приведены на рис. 54.

Главные выводы, к которым приходят авторы, состоят в том, что мощность коры под Курильскими островами увеличивается до 20—30 км и кора здесь континентальная. В сторону океана ее мощность уменьшается и восточнее впадины Тускарора происходит выклинивание надбазальтовой толщи, кора состоит из 1 км осадков и 6 км «базальтов».

В целом эти исследования позволили выяснить общий характер контакта океанической и континентальной коры, определить сложный рельеф мантии



Рис. 55. Скелетная карта аномального магнитного поля Охотского моря, прилегающих участков Тихого океана и Курильской гряды (по О. Н. Соловьеву)

Установленные различные степени соответствия современного рельефа дна с поверхностью консолидированной коры в Охотском море и в океане, как предполагают авторы, могут свидетельствовать как о разных условиях накопления осадков, нивелирующих древние формы рельефа, так и о равном возрасте этих структур, очевидно, более молодых в океане и более древних в северной и центральной частях Охотского моря.

Магнитные аномалии показали, что область Охотского моря характеризуется положительным полем со слабыми аномалиями. Юго-восточнее Курильской гряды наблюдается зона интенсивных положительных аномалий, увеличивающихся по мере выхода в область океана (рис. 55).

А. Г. Гайнанов и О. Н. Соловьев (1964), интерпретируя магнитные аномалии, сопоставляли вычисленные глубины с данными о строении коры, полученными по результатам ГСЗ. Повторный анализ магнитных аномалий ΔT этого региона проделали Ю. А. Павлов, М. Л. Красный и М. С. Циммельсон. По результатам расчетов аномалий ΔT ими выделены три типа магнитовозмущающих тел, расположенных либо полностью в земной коре (коровые), либо полностью располагающиеся в верхней мантии (подкоровые), и, наконец, тела, верхняя кромка которых располагается в коре, а нижняя — в верхней мантии. При этом замечено, что на материке, т. е. в пределах континентальной коры, все магнитовозмущающие тела полностью располагаются в «гранитном» слое коры и не погружаются глубже кровли «базальтового» слоя. В пределах Охотской платформ, характеризующейся субконтинентальной корой, магнитовозмущающие тела тоже располагаются в коре, но уже в «базальтовом» слое,

в этой зоне и детально изучить взаимоотношение отдельных слоев, показать, что зона перехода от материка к океану характеризуется чередованием блоков с корой континентального, субконтинентального, субокеанического и океанического типов. Э. Э. Фотиади и И. К. Туезов рассматривают эту область как современную геосинклинали.

В пределах участков с корой континентального типа на акватории Охотского моря мощность осадочного комплекса меняется от 1—3 до 5—7 км, причем поверхность гранитного слоя и поверхность мантии ведут себя здесь согласно. На юге Охотского моря и в Прикомандорском районе Берингова моря наблюдается резкое несоответствие поверхности консолидированной коры, представленной непосредственно «базальтовым» слоем, с поверхностью мантии.

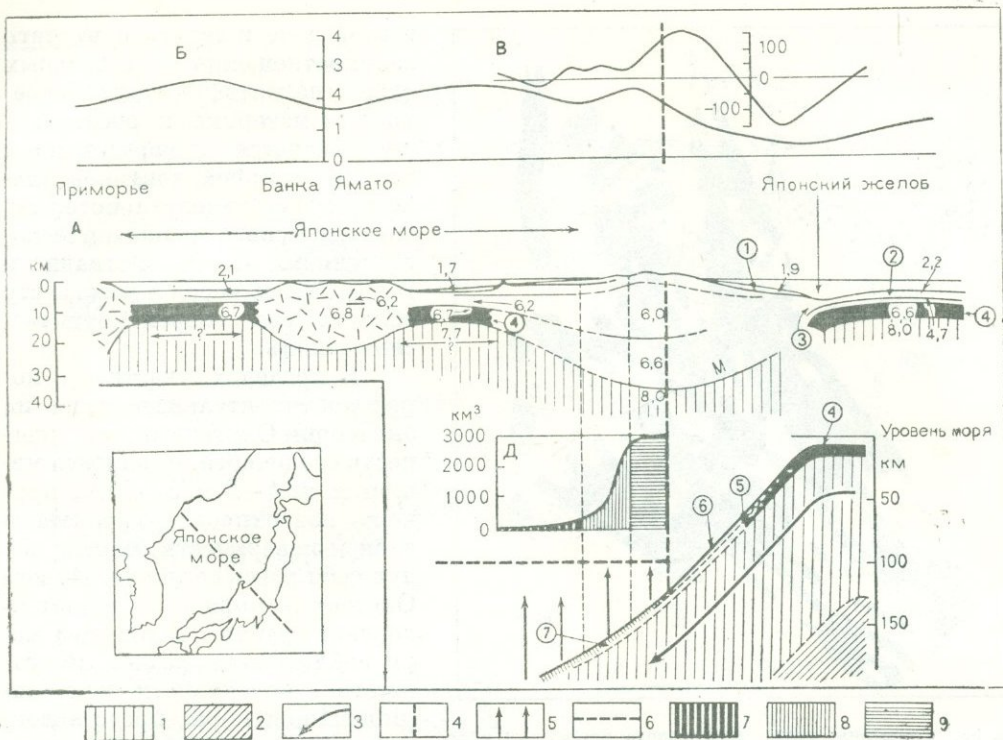


Рис. 56. Структура коры в северо-западной части Тихого океана (Donan, Berg, 1970).

А — сейсмический профиль; Б — тепловой поток, $\text{мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}^{-1}$; В — аномалия Буге, мгл; Г — погружающаяся плита; Д — объем четвертичного вулканизма, км^3 .

1 — мантия; 2 — астеносфера; 3 — направление погружения; 4 — вулканический фронт; 5 — подъем кальциево-щелочной магмы; 6 — верхний предел разделения кальциево-щелочной серии; 7 — щелочной базальт; 8 — высокоалюминиевый базальт; 9 — толеит. Цифры в кружочках: 1 — флиш, 2 — океанические осадки, 3 — фация голубых сланцев (?), 4 — базальты и габбро, 5 — кварцевые эклогиты; 6 — амфиболиты; 7 — зона частичного плавления.

так как «гранитный» слой здесь утонен, либо отсутствует. В районах тонкой океанической коры (Курильские острова и прилегающие части Тихого океана) магнитные тела расположены ниже поверхности М. В переходной зоне от материка к океану верхняя кромка тел располагается в коре, а нижняя — в верхней мантии.

При сопоставлении распределения магнитовозмущающих тел и гипоцентров землетрясений в районе Курило-Камчатской глубоководной впадины оказывается, что в пределах фокальной области землетрясений магнитовозмущающие тела отсутствуют, в то время как по обе стороны фокальной плоскости они выявляются в большом количестве. Это очень интересный факт, который еще ждет детального и всестороннего исследования.

Анализ гравитационного поля переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану позволил выявить зоны уплотнения в верхней мантии в районе Курильской глубоководной впадины. Вычислено, что уплотнение составляет $0,2 \text{ г}/\text{см}$, а зона уплотнения проходит в виде полосы шириной от 50 до 100 км и коррелируется по нескольким профилям. Глубины нижней границы этой зоны предположительно располагаются на 75—125 км. Эта зона уплотнения хорошо коррелируется с областью концентрации гипоцентров землетрясений.

Южнее, в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану, в котловине Японского моря, исследования строения земной коры проводились на судне «Витязь». Эти работы, как указывают Г. Б. Удинцев и И. Б. Андреева, показали, что земная кора состоит из трех слоев. Первый слой представлен рыхлыми донными отложениями, имеет мощность от 1,0 до 1,7 км и характеризуется скоростью волн 1,5—2,2 км/с. Второй слой, предположительно «базальтовый», имеющий мощность 6—8 км, характеризуется скоростью 6,2 км/с. Глубина границы М со скоростью 8,0 км/с расположена на 11—13 км ниже уровня моря и имеет тенденцию к погружению в юго-восточном направлении, т. е. в сторону островной дуги, под углом 2°. Увеличение мощности коры при этом происходит за счет утолщения «базальтового» слоя.

По мнению многих исследователей, Японское море имеет кору океанического типа и может быть реликтовой частью Тихого океана.

Строение коры Японской островной дуги довольно подробно изучено японскими сейсмологами. В этих работах принимали участие Т. Цубой, Е. Нишимура, И. Кишимото, К. Каминума, К. Аки, Т. Санто и многие другие. В результате получено много данных, касающихся строения Японских островов, но переходная островная зона все еще недостаточно изучена.

Для северо-восточной и северной частей Японии характерен следующий разрез. Первый слой имеет скорость 1,74 км/с, толщину 0,92 км и выклинивается в северном направлении. Второй слой со скоростью 5,5 км/с и толщиной 4,3 км также утоняется к северу на расстоянии менее 100 км и на поверхность выходит слой со скоростью 6,2 км/с; в более северных районах слой 5,5 км/с сменяется по простиранию слоем 5,8 км/с. На глубине более 27 км обнаружена граница 7,7 км/с, которая принимается здесь как граница М. Заслуживает внимания вывод, сделанный японскими сейсмологами о том, что кора Японских островов с Тихоокеанской стороны тоньше, чем со стороны Японского моря, и что в направлении Японского моря материковый (островной) склон не имеет полного развития. Следует обратить внимание на то, что если в бассейне Тихого океана и о. Хонсю кора подстилается мантией со скоростью 8,0 км/с, далее на запад, вплоть до Японского моря, базальтовый слой лежит на материале со скоростью 7,4—7,7 км/с.

Дж. Дьюи и Дж. Берг представляют банку Ямато как микроматерик, либо как отсеченную дугой часть Тихого океана, где осадки накапливались с триаса, либо, наоборот, как результат недавнего отделения Японии от Азии.

Более полную, комплексную интерпретацию всех данных с использованием материалов последних лет исследований по траверсу материк — Японские острова выполнили Д. Донан и Дж. Берг в 1970 г. (рис. 56).

Изучение фазовых скоростей волн Релея по модели К. Аки показало, что кора в районе о. Хоккайдо толще, чем в районе о. Хонсю. Исходя из гипотез Эри и Пратта, К. Аки приходит к выводу, что средний атомный вес коры в Японии приблизительно на 0,4 больше, чем в США, и в подтверждение приводит данные Куно о большей концентрации железа в горных породах Японии.

Рассмотрим структуру коры зоны перехода материка в океан через желоб в других районах земного шара (рис. 57). Глубинное строение этих районов осложнено наличием желоба, идущего вдоль континента. И тем не менее континентальная кора переходит в океаническую полностью на расстоянии всего лишь 200 км. Сейсмические данные показали под большинством желобов наличие коры нормальной толщины, что не согласуется с гравитационными наблюдениями, так как, судя по аномалиям Δg , кора в желобах должна быть утоненной. При рассмотрении других разрезов желобов, примыкающих к материку,

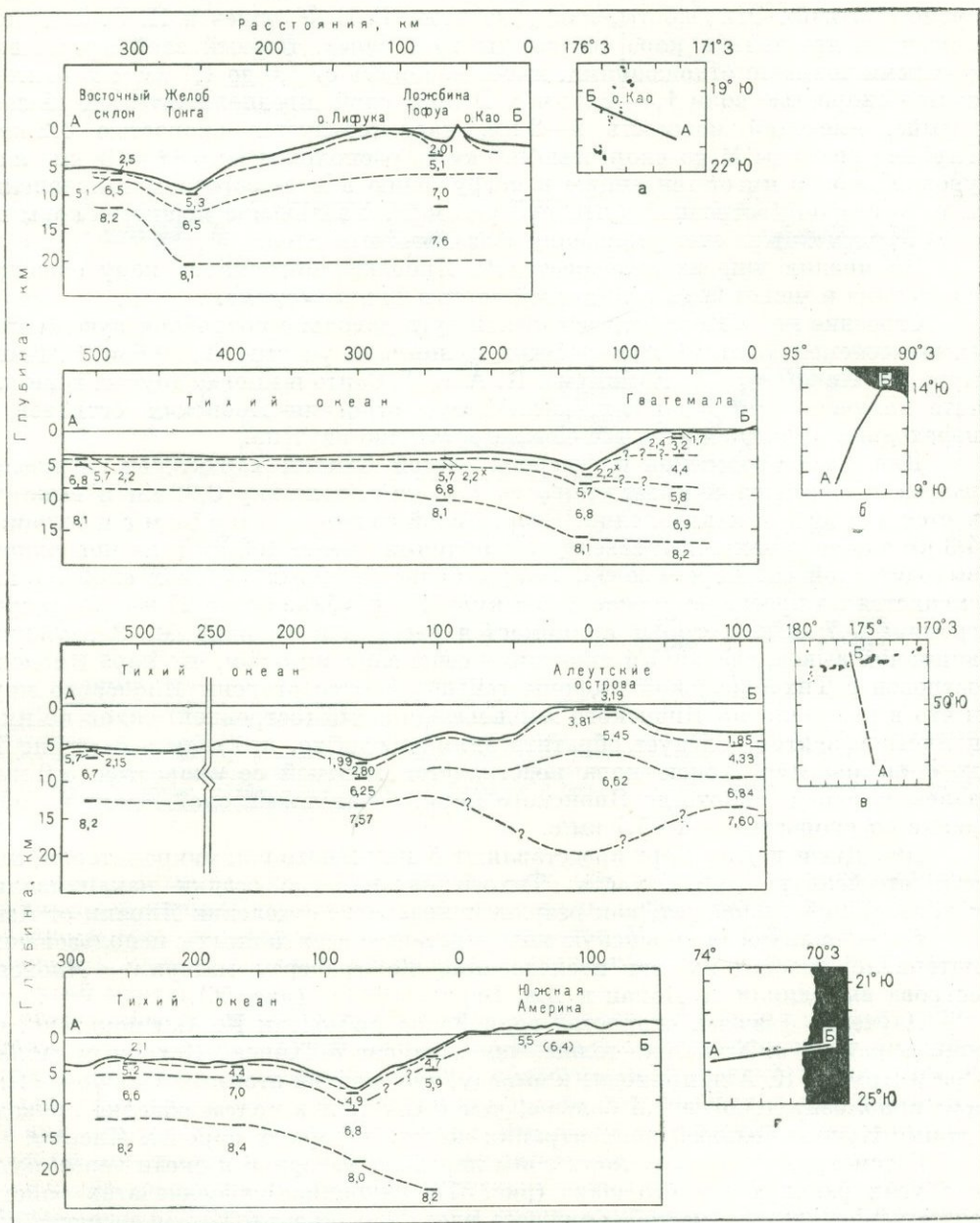


Рис. 57. Разрезы коры в переходных зонах:

а — желоб Тонга (Raitt et al., 1955); б — Центральноамериканский желоб (Fisher, 1961); в — Алеутский желоб (Shor, 1962); г — Перу-Чилийский желоб (Fisher and Raitt, 1962)

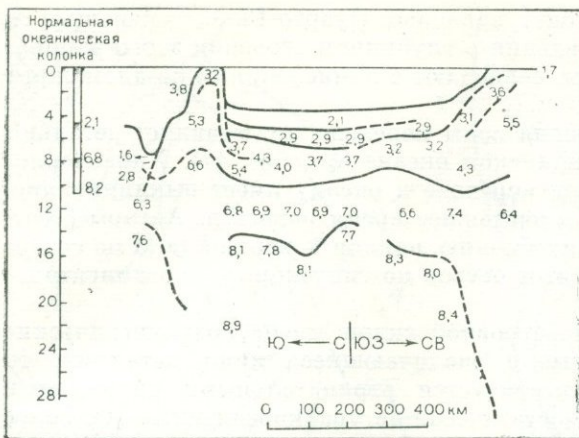


Рис. 58. Разрез коры в Беринговом море и Алеутской дуге (Shor, 1964)

мощности коры в области желоба непосредственно за ним, в сторону островов, в структуре коры появляется слой с сейсмической скоростью 7,0 и 7,5 км/с. Общая толщина коры здесь, если иметь в виду поверхность М с нормальной скоростью 8,0 км/с, не определена. Другой разрез структуры Алеутского желоба (рис. 58) показал еще более яркую картину изменения сейсмической характеристики коры и мантии — здесь, в пределах желоба, получена скорость 7,57 км/с и скорость 7,60 км/с севернее Алеутского хребта. Новейшие работы по глубинному сейсмическому зондированию в области Алеутской дуги и Аляскинского залива показали, что вдоль материкового побережья Аляски имеется поднятие фундамента, подобное структуре островной дуги. Под аккумулятивным шлейфом материкового склона лежит погребенный желоб. Подобные структуры обнаружены также в районе Центрально-Американского желоба. Д. Шор высказывает предположение, что эти структуры можно рассматривать как отвечающие разным стадиям роста материковых окраин.

В северной части Тихого океана, в районе между 55-й и 45-й параллелями с. ш. и 155° 30' в. д., обнаружены три пояса положительных магнитных аномалий, почти параллельных Алеутскому желобу. Однако к югу от 50-й параллели пояса магнитных аномалий имеют простирания север-северо-западного направления и не согласуются с морфологией дна. Наиболее протяженная из обнаруженных аномалий имеет длину около 650 км. Есть некоторые признаки того, что к югу полосы аномалий магнитного поля соединяются с обнаруженными ранее аномалиями восточной части Тихого океана. Анализируя конфигурацию изолиний аномального магнитного поля, Дж. Питер приходит к выводу о существовании двух зон разломов: первая протягивается вдоль верхнего края южного склона Алеутского желоба и вторая — вдоль южного склона краевого вала Алеутского желоба.

Для познания структуры коры зон перехода континентальных коромантийных блоков в океанические, вероятно, немаловажное значение представляют островные окраины, в особенности тех островов невулканического происхождения, которые отстоят от континента на большие расстояния и отделены глубоководными бассейнами. Структура южного побережья Антильских островов указывает на то, что островная окраина изменяется по тем же законам, что и материк (может быть только формально?), а именно, кора от нормальной

обращает внимание то, что разрезы коры в пределах желоба, разделенные расстоянием почти 900 км, имеют весьма сходное строение: сейсмические скорости как в мантии, так и в океаническом слое довольно однообразны. Можно отметить только один участок на южном разрезе, приуроченном к типично океаническому району, где обнаружен слой со скоростью 7,0 км/с. Сейсмические разрезы желобов, приуроченных к островам (а не к материкам), как было показано, имели несколько иную структуру коры. Здесь наряду с общим увеличением

мощности 30 км под проливом Мона, западнее Пуэрто-Рико, уменьшается до 7 км в Карибском море. Представления о глубинном строении этого района, полученные по сейсмическим данным, совпадают с вычислениями по аномалиям гравитационного поля.

Выдающийся интерес для изучения зоны перехода представляет детально изученная Сейшельская банка в Индийском океане (см. рис. 41). Характерно, что здесь кора мощностью 30 км при переходе к океану имеет выклинивание, наиболее резкое из всех известных в настоящее время разрезов. Авторы (Worzel et al., 1966) утверждают, что, по их мнению, наклон поверхности М на севере достигает 19° . Как уже отмечалось, этот остров по типу коры — континентальной — относят к микроматерикам.

Однако если материковый или островной склон имеет гравиметрические характеристики, в общем-то сходные и различающиеся лишь деталями, то значительная часть желобов характеризуется отрицательными аномалиями и рассматривается как структуры изостатически не уравновешенные. Наиболее высокие значения отрицательных аномалий (свободного воздуха) силы тяжести отмечены для желоба Пуэрто-Рико (-380 мгл). Наряду с этим, для желоба Кайман в Карибском море отмечаются высокие положительные аномалии, подобно рифтовым зонам Калифорнийского залива, Красного моря и др. В свете этого К. Бодуин рассматривает желоб Кайман как структуру типа рифта, так как для того, чтобы поднятие плотного глубинного вещества мантии обусловило наблюдаемые положительные аномалии, масштабы растяжения рифтовых трещин должны быть порядка 40—100 км. Приблизительно к такому же принципиальному выводу пришел Ворцель (Worzel, 1966). Отмечая, что склон желобов со стороны океана большей частью подстилается утоненной корой, автор приходит к выводу о происхождении желобов в результате умеренных по масштабам растяжений — порядка нескольких километров. Ворцель считает, что особенности гравитационного поля в области желобов вызваны опусканиями их дна по линиям сбросов на 2—4 км. Развитие желобов может опережать развитие структур материковых окраин, и желоба могут образовываться в пределах океанического ложа. Пример этого он видит в формировании желоба с северо-восточной стороны Гавайских островов.

Выше был дан анализ и приведены примеры сходства и различия строения коры переходной зоны различных районов земного шара. Одновременно подчеркивалось, что выявленное сходство носит сугубо генеральный характер и является следствием недостаточно детальных исследований по различным частям Земли и известной формализацией и упрощением разрезов. Вероятность различия внутренней структуры именно этой области несомненна.

Итак, краткий обзор структуры коры подводной окраины материков приводит к выводу, что в пределах шельфа внутренняя структура коры в разных зонах земного шара имеет различное, зачастую весьма сложное строение, но приблизительно одинаковую общую толщину, т. е. поверхность мантии здесь залегает горизонтально или слабо наклонно, с воздыманием к материковому склону. Утонение континентальной коры до океанических мощностей как материковой, так и островной (невулканических островов!) происходит на расстоянии 100—150 км, причем наиболее резкая часть изменения подкорового рельефа приурочена к сравнительно узкой полосе 30—50 км, соответствующей глубине моря от 2 км и глубже. Мантия здесь резко воздымается, причем сейсмические скорости остаются нормальными для мантии (8,0—8,2 км/с).

Особенности глубинного строения переходных зон от континента к океану были рассмотрены исходя из представлений строения земной коры и мантии

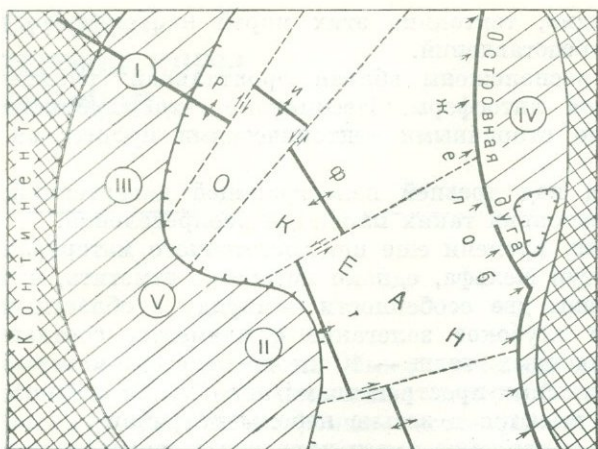


Рис. 59. Классификация шельфовых морей (Деменицкая, Карасик, Иванов, 1972).

I—V — типы морей

кой границы, т. е. наличия смешанной плиты, новую, так и океаническую части.

Такое генерализованное разделение переходных зон должно получить дальнейшую классификацию, по-видимому, в зависимости от стадии развития литосферной границы. Наиболее ярким примером может служить Тихий океан, границы которого имеют различный характер сопряжения литосферных плит на востоке и западе и даже в пределах азиатской и австралийских плит, в то время как эти переходные зоны объединены в настоящее время общим термином — переходная зона тихоокеанского типа, или активная переходная зона. И, наконец, немаловажную роль может играть ситуация, когда граница между плитами пересекает переходную зону, например, океанический рифт продолжается в пределы подводной окраины материка.

В свете новых представлений о развитии земной коры в мезозое и кайнозое вопрос о классификации шельфовых частей переходных зон еще мало рассматривался. Одна из таких попыток была сделана нами, когда было обращено внимание на разнообразие типов переходных зон в Северном Ледовитом океане и позже, когда рассматривая тектоническую принадлежность акватории по отношению к границам плит, Р. М. Деменицкая, А. М. Карасик и С. С. Иванов (1972 г.) предложили классификацию шельфовых морей (рис. 59), с учетом особенностей плитовой тектоники.

I тип морей (море Лаптевых) рассекается рифтовой зоной, и возможно в пределах шельфа происходит образование новой литосферы. Вероятно, этот процесс находится на весьма ранней стадии — идет еще только растяжение литосферы с одновременным уменьшением ее мощности и прогибанием дна.

II тип морей (Баренцево море) — располагается на краю плиты в непосредственной близости от рифта. Следствием такого соседства является формирование характерного структурного плана, активизация новейших движений, повышенное тепловое поле и т. д.

Моря III типа расположены в середине современной плиты (Восточно-Сибирское, Чукотское), характеризуются относительным спокойствием

в прежних «классических» рамках стационарного существования коромантийных блоков. Новые идеи глобальной тектоники — идеи существования мобильных литосферных плит — должны по-новому поставить вопрос о зонах перехода от материка к океану. Разделение переходных зон на два «классических» типа — атлантический и тихоокеанский — частично получают в новой глобальной тектонике свое генетическое объяснение как области наличия современной границы литосферной плиты, т. е. области погружения литосферы, области «слива», «всасывания», субдукции, и области отсутствия таковой, включающей как континенталь-

тектонического режима и, очевидно, тектоника этих морей наиболее соответствует рамкам классических представлений.

Моря IV типа (Берингово) расположены вблизи фронтальной границы плиты, с явлениями поддвижения литосферы. Несомненно, что глубинное строение этих морей обусловлено вторичными тектоническими процессами, вызванными этим опусканием.

Моря V типа располагаются над древней палеограницей дивергенции, скрытой мощными осадками, и тектоника таких площадей неопределенна.

Естественно, что к настоящему времени еще нет достаточного материала для четкой классификации структур шельфа, однако интересно отметить, что на шельфе могут быть установлены две особенности — наряду с областями шельфа, имеющими чрезвычайно глубокое залегание фундамента, соответственно, большие мощности осадочных толщ — 10 км и более, — которые присущи крупным шельфам, с большими пространствами накопления осадков, как, например, Баренцево море, имеются и весьма небольшие районы — например Северное море, где такое накопление имеет характер «осадочного колодца». Кроме того, следует отметить, что в некоторых случаях структуры шельфа расположены перпендикулярно к материковому склону, например, на Аргентинской окраине, предположительно в Карском море и др., а в других случаях — согласно с материковым склоном — например, в Восточно-Сибирском море и других, ему подобных.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКЕАНОВ

В последнем пятилетии были проведены активные исследования структуры океанического дна. Отдельные страны и международные организации проявили самую разностороннюю исследовательскую деятельность и это привело к исключительному накоплению фактического материала и, соответственно, продвижению вперед в формулировке гипотез, объясняющих ошеломляющие открытия в морфологии, геофизических полях и глубинном строении океанического дна.

Обобщение данных о структуре коры в свете многочисленных отечественных и зарубежных исследований последних лет, в том числе глубоководного бурения, позволило прийти к выводам о том, что океанические пространства разделяются на области с «нормальной» и «аномальной» корой. «Нормальная» океаническая кора представлена тремя слоями — осадочным, «вторым» океаническим, или «вулканическим» и «третьим», называемым также базальтовым океаническим. Распределение сейсмических параметров «нормальной» океанической коры следующее: слой неконсолидированных осадков имеет скорость около 2 км/с, изменяющуюся от 1,5 до 3,0 км/с и мощность 0,1—1,0 км, преимущественно 0,5 км. Он залегает на «втором» слое мощностью 1—2 км, состоящем, по-видимому, из уплотненных и слабо метаморфизованных осадков и покровов базальта со скоростями, имеющими большой разброс, но в среднем около 5 км/с (от 3,5 до 6 км/с). Верхняя часть этого слоя состоит из подушечных лав (пиллоу-базальтов), изменчивость скоростей в этом слое может зависеть от его малой мощности, и не соответствовать фактическим вариациям упругих свойств и плотности, на что указывали многие авторы. Наличие изрезанного рельефа на поверхности этого слоя приводит к явлениям диффракции сейсмических волн, что усложняет однозначность данных. Наблюдаемое изменение сейсмических скоростей, по мнению некоторых ученых, может быть объяснено тем, что «второй» слой состоит из неравномерно выветрелых потоков, подводящих даек, брекчий или даже переслаивающихся осадочных линз. Мощность этого слоя под океаническими бассейнами в среднем составляет 1,5 км. На рис. 60 приводится гистограмма сейсмических скоростей для различных слоев коры в Тихом океане.

Есть предположение, что «нормальная» океаническая кора в Тихом и Атлантическом океанах несколько различается, главным образом за счет мощности «второго» слоя в Тихом океане. Это очень важное, но пока не получившее надлежащего объяснения явление, возможно, связано с разными скоростями формирования океанического дна.

Самый нижний слой коры, слой 3, или океанический слой (идентичная терминология) имеет скорости от 6,7 до 7,0 км/с и среднюю мощность около 5 км. Установлено, что на Срединно-Атлантическом хребте слой 3 утоняется

по мере приближения к гребню. Раздел М отделяет слой 3 от лежащей ниже мантии, получившей теперь для океанов наименование слоя 4. Слой 4 имеет вариации скорости от 7,8 до 8,4 км/с и в среднем 8,1 км/с (табл. 8).

Исключениями в этой модели являются присутствие на оси рифтовой зоны слоя с характеристиками промежуточными между слоями 3 и 4, наличие анизотропии в слое 4 и наличие под слоем 4 на небольших глубинах слоя со скоростями 9,1 км/с.

«Аномальная» океаническая кора характеризуется отсутствием «третьего» слоя, пониженными скоростями в мантии, на которой залегает «второй» слой коры, и пониженными мощностями осадочного (первого) слоя. Как правило, аномальная кора присуща гребням срединно-океанических хребтов. Однако есть пока плохо объяснимые примеры присутствия аномальной коры в других регионах, в частности, в Тирренском и Норвежском морях.

Соотношение «нормальной» и «аномальной» коры в океанах начинает понемногу выясняться, хотя еще многое остается вне пределов намечающейся закономерности. Так, установлено закономерное увеличение мощности и, соответственно, возраста осадков от оси срединно-океанического хребта к его бортам и наличие больших мощностей осадков у подошвы материкового склона. Это позволило ученым предложить новую модификацию взаимоотношения слоев океанической коры.

Изменение сейсмических параметров, мощностей и состава пород с возрастом, установленное глубинным бурением, позволяют считать, что предложенная модель коры более наполнена структурно-генетическим содержанием,

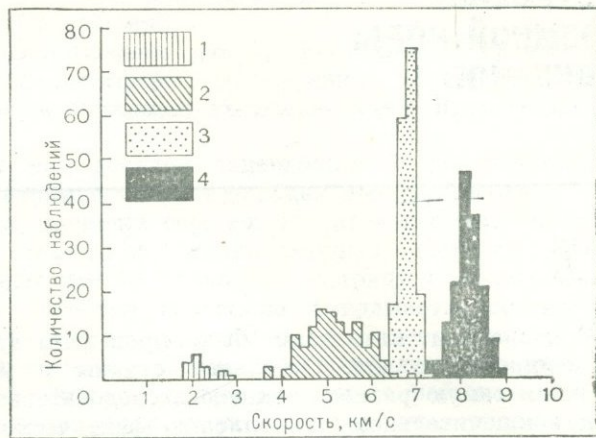


Рис. 60. Гистограмма изменения скоростей в коре Тихого океана (Shor et al., 1970). 1 — осадки; 2 — переходный слой; 3 — океанический слой; 4 — мантия

ТАБЛИЦА 8

Характеристика нормальной океанической коры

№ слоя	Слой	Мощность, км	Скорость волн P, км/с	Плотность, г/см ³	Предполагаемый состав
1	Вода	4,50	1,5	1,03	—
2	Осадки	0,45	2,0	1,93	Неконсолидированные осадки
3	Фундамент	1,75	5,0	2,55	Отвердевшие осадки и вулканиты
4	Океанический	4,70	6,7	2,95	Базальты (главным образом интрузивные) и (или) серпентиниты, амфиболиты, габбро
4	Верхняя мантия	—	8,1	3,40	—

чем предыдущие модели. Вместе с тем совместный анализ сейсмических профилей и результатов бурения позволил установить наличие вариаций на протяжении нескольких миллионов лет характера пелагического осадконакопления, которые свидетельствуют об изменении физических и химических условий океана. Так, например, выявилось, что компенсационная глубина и скорости карбонатакопления изменялись в диапазоне 1500 м в Атлантике и 500 м в Тихом океане. Естественно, что следствием этого явились изменения площадей отложения карбонатных осадков. Изменения в химической системе океана не могли не сопутствовать резким изменениям в циркуляции вод в конце мелового периода или в позднем эоцене. Это явление свидетельствует в свою очередь о резком изменении процессов седиментации в различных регионах Мирового океана во времени, что, в частности, могло быть следствием относительной изолированности отдельных бассейнов.

Не будучи в силах дать здесь последовательное изложение всего нового материала ввиду его количества, приведем для примера карту разломов (рис. 61), установленных, а частично интерполированных и даже экстраполированных, дна Мирового океана, составленную по различным — батиметрическим, геофизическим, геологическим и другим данным Б. Хизеном (1971).

Проблема состава океанической коры — одна из основных для понимания ее генезиса. Несмотря на значительный объем каменного материала, поднятого за последние два десятка лет с поверхности рифтовых хребтов океана, его представительность оставляет желать много лучшего. Среди изверженных пород срединно-океанических хребтов преобладают толеитовые базальты, часто встречаются габбро и перидотиты, в различной степени метаморфизованные, реже лерцолиты, т. е. поднятые в районах срединно-океанических хребтов изверженные породы обладают в основном оливин-толеитовым составом.

Исследование тепловых потоков на океанском дне показало, что наблюдается закономерная, хотя и недостаточно раскрытая, региональная связь тепловых потоков и геологической или точнее геоморфологической ситуации. Так, например, Б. Хизен еще в 1963 г. отмечал, что величины тепловых потоков на Восточно-Тихоокеанском поднятии и на Срединно-Атлантическом хребте обнаруживают чрезвычайно большой разброс, хотя график тепловых потоков в грубой форме повторяет рельеф дна. Б. Хизен отмечал еще то любопытное обстоятельство, что хотя тепловой поток в западной части поднятий, как правило, выше чем в восточной (рис. 62), в целом гребень хребта характеризуется повышенным тепловым потоком, а его склоны — пониженным.

Дальнейшие исследования показали, что картина более сложная. Зоне гребня хребта соответствуют не только высокие, но и пониженные значения теплового потока. Лангсет и Тейлор, исследовавшие срединный хребет Индийского океана, заключили, что пониженные величины теплового потока в осевой части хребта приурочены к зонам трансформных разломов, однако, вероятно, такая корреляция геотермического поля со структурой хребта отмечается далеко не везде. Макдональд и Ли показали, что по имеющемуся материалу по Тихому океану можно сделать заключение о том, что в интервале глубин дна 3000—5000 м наблюдаются почти все значения теплового потока, в то время как экстремальные величины относятся только к глубинам 2500—3500 м. Аномально низкие значения обнаружены в желобах Акапульпо и Перу-Чилийском (Южно-Американском). Однако в других желобах как Тихого, так и Атлантического океанов, например Японском, Алеутском и Пуэрто-Рико, не были обнаружены аномально низкие значения и, следовательно, закономерность распределения глубинного тепла для желобов не ясна.

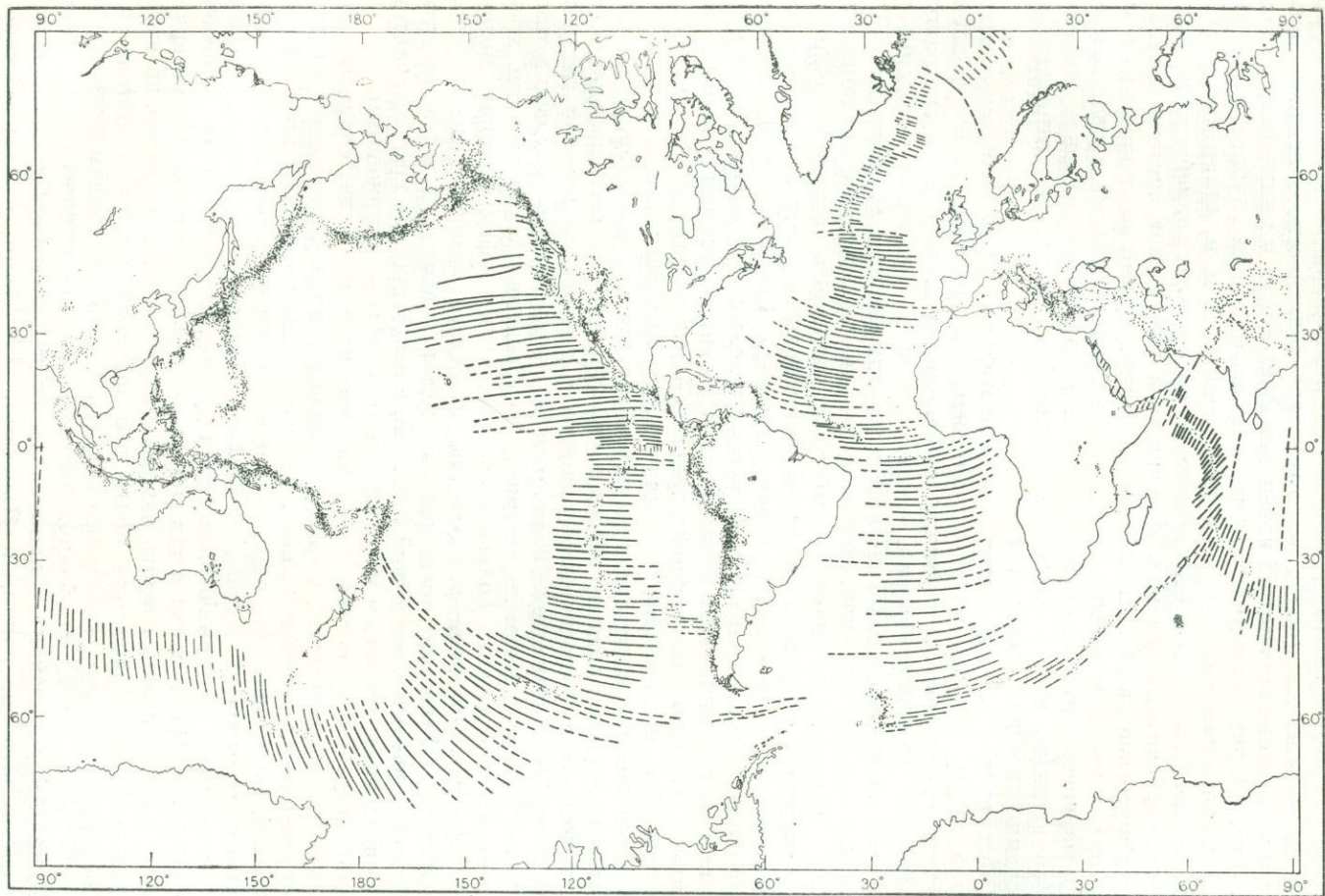


Рис. 61. Распределение очагов глубинных землетрясений и разломов, установленных или предполагаемых на дне Мирового океана (Beezen, Hollister, 1971)

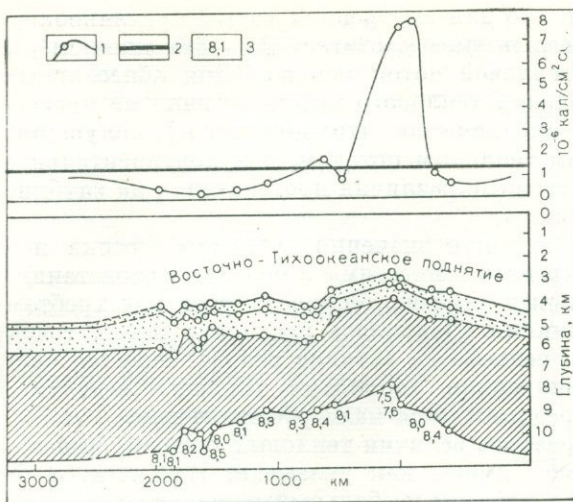


Рис. 62. Тепловой поток и структура коры на Восточно-Тихоокеанском поднятии к северу от о. Пасхи (Menard, 1960). 1 — тепловой поток; 2 — среднее значение теплового потока для континентов и океанов; 3 — скорость на границе М, км/с

Тектонически активные районы с мощными проявлениями новейшего вулканизма характеризуются в целом тепловым потоком, близким к нормальному. Можно сослаться в этом отношении на хорошо задокументированные пункты измерений в глубоких скважинах на Алеутской и Филиппинской дугах (Sass et al., 1970). Ряд независимых определений на о. Минданао дали среднее значение потока 1,1; на четырех участках о. Амчитка равновесный тепловой поток оказался равным 1,3. Эти данные соответствуют определениям в районе Японии (Gasquier, 1966) и измерениям советских исследователей в пределах Курильской геосинклинальной области (Любимова, 1972). Тепловой поток в Индийском океане изменяется в чрезвычайно больших пределах от значений, близких к нулю (наиболее низкие из всех известных на земном шаре), до 5,0. Что касается наиболее высоких значений, то многие из них, но не все, наблюдаются на срединном хребте Индийского океана. По обе стороны хребта наблюдались области низкого теплового потока. Значения теплового потока в 3—4 раза больше нормального получены также в Аденском заливе и на протяжении хребта Карлсберг в Индийском океане.

Не меньший интерес представляет распределение тепловых потоков в Атлантическом океане. Здесь также можно видеть однозначное соответствие зон повышенных тепловых потоков и оси Срединно-Атлантического хребта и резкий спад этих значений на склонах хребта и в котловинах. Интересно отметить, что Бермудское поднятие характеризуется величинами потока, близкими к нормальному значению.

Ранее Лавенбруком (1967 г.) было показано, что понижения в рельефе фундамента, заполненные целиком или частично осадочными образованиями, могут характеризоваться сравнительно малыми значениями теплового потока в связи с тем, что осадочный слой имеет теплопроводность не более одной трети теплопроводности коренных пород. Возможно с этим эффектом связаны аномально низкие значения геотермической активности в глубоководных желобах и в некоторых рифтовых долинах срединных хребтов.

В целом все желоба характеризуются пониженным тепловым потоком, например Курильский — величиной 0,8 единиц теплового потока.

На основании измерений последних лет в пределах переходных зон Тихоокеанского типа можно заключить, что значения теплового потока, среднеокеанические в районах развития внешнего хребта, уменьшаются на океанической стороне желоба, падают до минимума в центральной зоне и на материковой стороне последнего, а затем повышаются непосредственно на островной гряде. Величины потока являются равномерно высокими на акваториях глубоководных котловин окраинных морей.

Анализ этих данных показывает, что для внутренних частей срединноокеанических хребтов величина теплового потока достигает 2,5—3,0 мкал/см²·с, тогда как для склонов хребтов тепловой поток меньше. Для абиссальных пространств океанического дна значения теплового потока обычно не превосходят 1,3 мкал/см²·с. В целом океаническое (тихоокеанское) полушарие отличается несколько более высоким тепловым потоком, чем континентальное полушарие, что указывает на существенные различия протекающих на глубине процессов в этих областях земного шара.

Тривиальным стал вывод, что высокие значения теплового потока над гребнями срединных океанических хребтов совместимы с моделью разрастания. Хотя, как уже отмечалось, в отдельных случаях тепловой поток под хребтом ниже, чем под окружающими впадинами. Появилось несколько новых точек зрения, которые объясняют перепад рельефа на активно разрастающихся океанических хребтах тепловым расширением аномально горячего вещества, подстилающего литосферу, но это представляется мало убедительным.

Замечено, что в Тихом океане разброс величин тепловых потоков больше, чем в Атлантическом, хотя это может иметь, как указывает Б. Хизен, и то простое объяснение, что в первом они изучены на большей площади.

Б. Хизен, рассматривая данные по тепловому потоку, указывает, что для его поддержания, если он существовал в течение всего геологического времени, требуется очень большое количество тепла. За 10⁷ лет общее количество тепла, протекшего через 1 см², составит 3·10⁸ калорий т. е. столько, сколько получается при полном сгорании слоя угля толщиной 270 м. Роль теплового потока, генерируемого химическими и биологическими процессами в осадках, равно как и их радиоактивностью и уплотнением, пренебрежимо мала по сравнению с этой величиной.

Высокие значения теплового потока в районах гребней океанических хребтов трудно объяснить локальными концентрациями радиоактивных веществ, и вначале представлялось более вероятным, что их непосредственной причиной являются интрузии изверженных пород. Однако в этом случае нужно было объяснить, почему интрузии наблюдаются в таких масштабах на огромных расстояниях. В настоящее время с позиций новой глобальной тектоники о разрастании океанической коры от гребней срединных хребтов это явление, по-видимому, находит удовлетворительное объяснение. Сторонниками этой концепции высказывается предположение, что места воздымания конвекционных потоков в мантии приводят к повышению тепловых потоков, а низкие значения свидетельствуют о погружении. В этом отношении представляется интересной табл. 9, где сведены средние данные по наиболее крупным регионам геоструктур суши и океана.

Фон Герцен и др. установили резко неравномерное распределение теплового потока западнее Срединно-Атлантического хребта, а также систематическое расположение высоких значений в пределах 200 км от хребта и низких значений на расстоянии более 300 км, с аномальными значениями в районе зоны разлома Вима, обусловленными тектонической и вулканической активностью. Более неожиданными являются результаты М. Гальвани и др., обнаружившими, что на хребте Рейкъянес тепловой поток понижен уже на расстоянии 10 км от гребня, так что наблюдаемое среднее на расстоянии 100 км от гребня получается не больше, чем в близлежащих океанических котловинах!

Склейте и Франшто выделяют девять провинций различного возраста в северной части Тихого океана и отмечают, что средний тепловой поток уменьшается с возрастом, что объясняется, по их мнению, остыванием плиты при

ТАБЛИЦА 9

Величины теплового потока для основных материковых и океанических структур
(по У. Ли и С. Уеда)

Геоструктурная область	Число изме- рений	Мода	Среднее значение, 10^{-6} кал·см ⁻² · с ⁻¹	Стандартное отклонение	Стандартная ошибка
Докембрийские щиты	26	0,9	0,92	0,17	0,03
Последокембрийские неорогенные области	23	1,3	1,54	0,38	0,08
Складчатые области фанерозоя в целом	68	1,1	1,48	0,56	0,07
Области палеозойской складчатости	21	1,1	1,23	0,40	0,09
Области мезо-кайнозойской складчатости	19	1,9— 2,1	1,92	0,49	0,11
Островные дуги	28	1,1	1,36	0,54	0,10
Кайнозойские вулканические области (ис- ключая геотермические зоны)	11	2,1	2,16	0,46	0,14
Все значения на суше	131	1,1	1,43	0,56	0,07
Океанические впадины	273	1,1	1,28	0,53	0,03
Океанические хребты	338	1,1	1,82	1,56	0,09
Океанические желоба	21	1,1	0,99	0,61	0,13
Прочие области	281	1,1	1,71	1,05	0,06
Все значения на море	913	1,1	1,60	1,18	0,04

ее движении от хребта. В Южной Атлантике имеет место похожее, но менее строгое уменьшение. Уменьшение было обнаружено также Поллаком и Смирновым в 1968 г. для складчатых областей материков по мере увеличения их возраста, но со скоростью, в десять раз меньшей чем в океанических районах.

Наиболее впечатляющими геофизическими характеристиками на океанах, что отмечалось во множестве статей и монографий и что явилось толчком к формулировке новых тектонических концепций, обладает постоянное магнитное поле Земли, или проще, аномальное поле ΔT (а).

Аномальное магнитное поле океанов разнообразно по своему облику, однако четко и однозначно характеризует определенные районы — переходную зону и глубоководное ложе с ансамблем разнообразных океанических структур, в том числе разломов.

Переходной зоне от континента к океану свойственно изменение типа поля. К краю материкового склона приурочены отдельные максимумы, образующие цепочку аномалий, вытянутую параллельно материковому склону. Эти положительные аномалии вызываются или поднятием фундамента на краю шельфа, или разломом в зоне контакта коромантийных блоков континента и океана. Другая часто наблюдаемая особенность поля в переходной зоне — наличие протяженной, хотя и с разрывами, зоны пониженных аномалий, приуроченных

к материковому подножию. Расчеты глубин залегания намагниченных тел показывают, что эта зона соответствует крайним структурным прогибам, расположенным на материковом подножии и компенсированным осадками.

В пределах глубоководного ложа океана в настоящее время можно наметить несколько типов аномального магнитного поля: срединных хребтов, асейсмичных хребтов и различных абисселей. На этом фоне локальными усложнениями проявляются аномалии подводных гор.

Аномальное магнитное поле срединных хребтов весьма упорядочено: на протяжении сотен и даже тысячи километров оно представлено регулярным чередованием аномалий различного знака (рис. 63). Характеристика поля срединных хребтов будет дана в соответствующем разделе ниже.

Здесь же отметим главное, что полосчатая структура аномального поля в отдельных местах хребтов нарушается, что выражается в замыкании, повороте или смещении аномальных контуров (рис. 64, 65). Они приурочены к поперечно ориентированным простиранию срединных хребтов элементам подводной топографии и к глубинным разломам земной коры, выраженным четкими сдвигами, получившими название трансформных разломов. Сдвиги имеют различные знаки, часть из них правосторонняя, часть левосторонняя; знак смещения, как правило, подчинен смене простирания оси хребта.

Крупные разломы характеризуются либо четкими горизонтальными смещениями аномалий на десятки и даже сотни километров при одинаковой средней интенсивности (при этом «опознавание» смещенных участков по их подобию вполне удовлетворительное), либо небольшим различием в интенсивности и длине волны аномалий. В других случаях наблюдается изменение характера поля по разные стороны разлома или появляются самостоятельные линейные аномалии, ориентированные вдоль разлома. Разломы отчетливо выражаются в рельефе в виде уступов различной высоты или в виде асимметричных хребтов и желобов.

Аномальное магнитное поле хребтов несрединного типа изучено недостаточно, но уже очевидно, что оно имеет иной характер и по внешнему виду более соответствует структурам континентального, чем океанического типа. Примерами могут служить хребет Ломоносова и, по-видимому, хребет Менделеева в Северном Ледовитом океане. Аномалии над первым хребтом имеют среднеквадратическую амплитуду около 45 гамм и более 500 гамм над вторым и нечеткую меридиональную ориентировку. Это магнитное поле соответствует полям, наблюдаемым над районами развития слабомагнитных пород складчатого фундамента материков или щитов.

Глубоководные абиссальные части Мирового океана характеризуются аномальным полем двух типов. Абиссали, прилегающие к склонам срединных

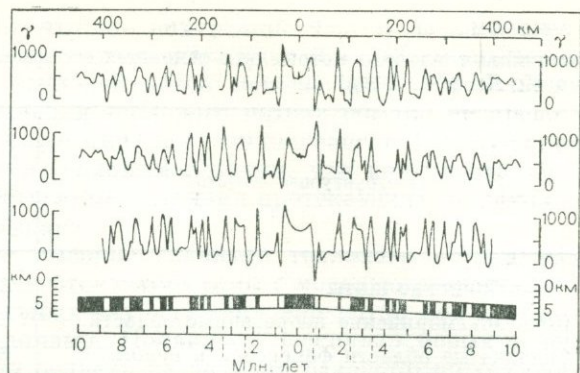


Рис. 63. Профиль аномального магнитного поля, полученный судном «Элтанин-19» (в середине). Вверху тот же профиль в обратном направлении (с запада на восток). Внизу модель для Тихоокеанско-Антарктического хребта (шкала инверсий соответствует разрастанию со скоростью 4,5 см/год; черные полосы — нормально намагниченные блоки пород, промежутки между ними — обратно намагниченные блоки пород). Над моделью расчетный магнитный профиль

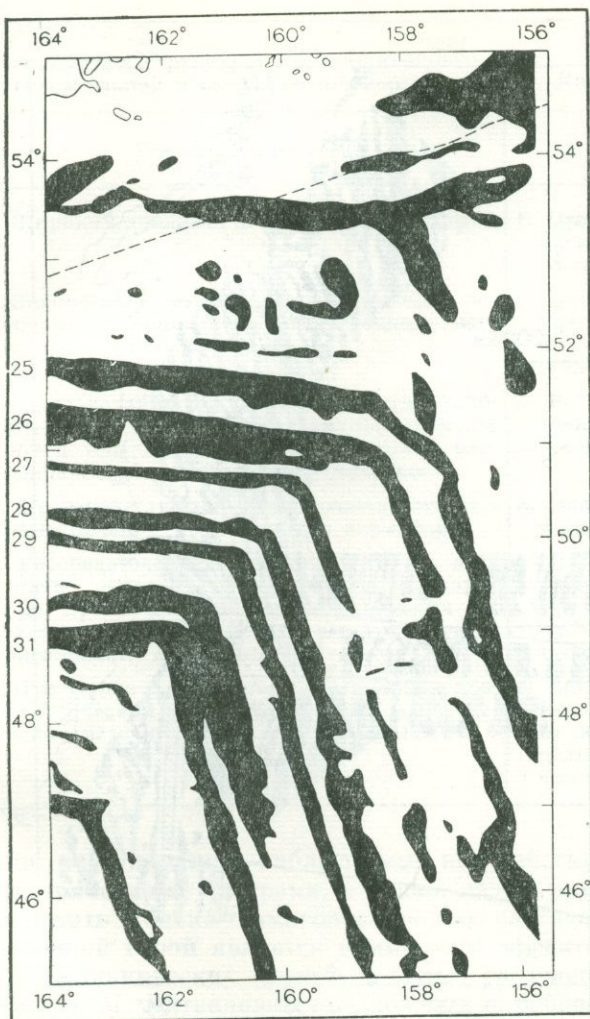


Рис. 64. Аномальное магнитное поле северо-восточной части Тихого океана — район, так называемого «Большого магнитного изгиба» (Элверс и др., 1967). Черным закрашены положительные аномалии

являются локальные аномалии магнитного поля над подводными горами имеющие специфические черты (Городницкий, Иванов, Трубяччинский, 1972). Аэро- и гидромагнитные съемки над подводными горами в различных районах Мирового океана показали, что вулканическим подводным горам обычно соответствуют отчетливые аномалии магнитного поля с амплитудой до 400—600 гамм. Наряду с этим в океане встречены подводные горы, слабо проявляющиеся в магнитном поле, например, подводная гора Галисия у северо-западного побережья Испании в Атлантическом океане, имеющая невулканическое происхождение. Следует отметить, однако, что отсутствие локальной аномалии над

хребтов, имеют тоже строго упорядоченное поле регулярной структуры выдержанных простираций и ритмичного чередования знака аномалий. Ширина таких аномальных полос в западной части Тихого океана, впервые выявленных Р. Мейсоном и А. Раффом в 1961 г., 30—40 км, амплитуда в среднем около 500 гамм. Аналогичный тип поля для западной части Северного Ледовитого океана установили Р. М. Деменицкая и А. М. Карасик в 1964 г. Здесь область согласно ориентированных аномалий, состоящих из нескольких зон полосовых, почти линейных или слабо изогнутых контуров аномалий, охватывает бассейн Нансена — Амундсена с хр. Гаккеля от материкового склона до хребта Ломоносова. Полосчатые аномалии ориентированы параллельно оси срединного хребта и материковому склону.

Другие абиссали, не связанные со срединными хребтами, характеризуются менее закономерным расположением аномалий и более причудливой конфигурацией изолиний. Примером является аномальное магнитное поле абиссальной равнины к востоку от хребта Ломоносова в Северном Ледовитом океане — котловины Толля с глубиной порядка 3 км.

Характерной составной частью структуры аномального магнитного поля океанов

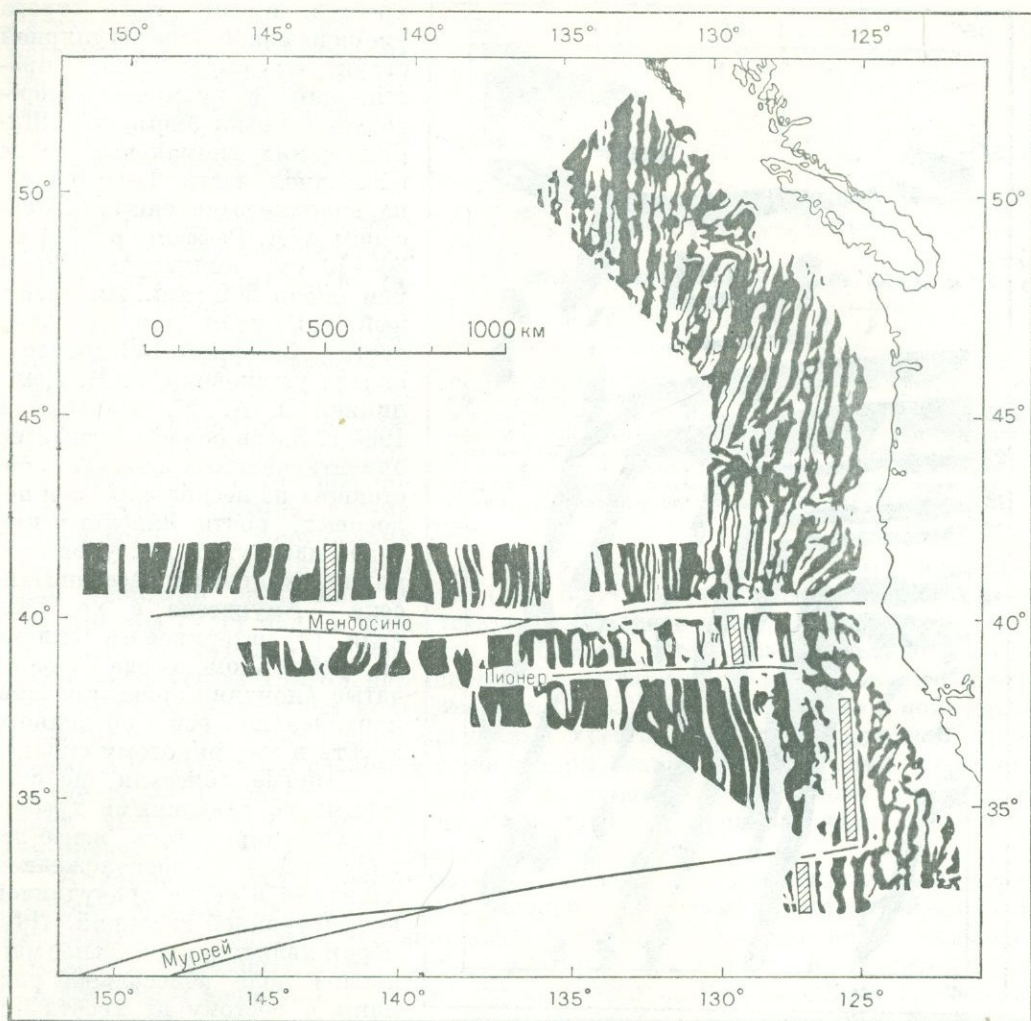


Рис. 65. Карта аномального магнитного поля северо-восточной части Тихого океана (Mason, 1957)

подводной горой еще не является свидетельством немагнитности слагающих ее пород. Так, например, отсутствие положительных аномалий над четырьмя подводными вулканами в северо-восточной части Тихого океана объясняется недостатком магнитных масс в их вулканических корнях по сравнению с вмещающей океанической корой.

Результаты гидромагнитной съемки, выполненной А. М. Городницким и Н. Н. Грубятчинским в 1965 г. в северной Атлантике над подводными горами Иер, Эрвинг, Крузенштерн и Ампер, показали, что аномальное магнитное поле хорошо коррелируется с данными батиметрии, и эти горы очевидно имеют вулканическое происхождение.

Исследования Хагивара, Малахова и Вулларда, Вакье, Уеды, Штейнберга, Ривоша, Городницкого, Литвинова, Грубятчинского и многих других, занимающихся изучением магнитного поля вулканов и подводных гор, пока-

Сопоставление структуры магнитоактивного слоя континентальной и океанической коры (по А. М. Карасику)

Континентальная кора	Океаническая кора
1. Широкий диапазон намагниченности пород	1. Относительная близость величины намагниченности соседних источников при различии знака
2. Значительно менее плотная упаковка источников, принадлежащих к одному магнитному горизонту	2. Плотная, практически непрерывная упаковка источников аномалий, нарушаемая лишь отдельными поперечно ориентированными зонами разломов
3. Преобладание индуктивной намагниченности в суммарном магнетизме большинства пород или хотя бы приблизительное равноправие обоих видов намагниченности	3. Резкое преобладание естественной остаточной намагниченности в суммарном магнетизме пород океанического дна
4. Преимущественно современная природа намагниченности источников аномалий	4. Палеомагнитная природа намагниченности источников аномалий
5. Рассредоточенность источников по всей толще консолидированной земной коры, при преимущественном расположении их в «гранитном» слое и относительной малочисленности в «базальтовом» слое	5. Сосредоточение подавляющей части источников поля в относительно тонком, преимущественно базальтовом по составу слое, приуроченном к верхней части второго слоя океанической коры
6. Отсутствие единой пространственной и хронологической закономерности в распределении источников аномалий	6. Закономерное увеличение возраста магнитоактивного слоя по мере удаления от оси разрастания со скоростью, определяемой скоростью движения океанического дна

зали, что аномалии, наблюдаемые над действующими, спящими и потухшими вулканическими центрами, а также над подводными горами, не всегда можно объяснить только намагниченностью слагающих их пород. Аномалия над подводной горой является суммарным эффектом воздействия собственно горы и ее вулканических корней. С целью разделения этих полей А. М. Городницким и Э. М. Литвиновым предложен и опробован метод совместного статистического анализа батиметрических карт и карт аномального магнитного поля (Городницкий, Литвинов, 1972).

Базальтовые и андезитовые вулканы имеют, по-видимому, различную структуру вулканических корней. Для базальтовых вулканов характерны отчетливые, обладающие высокой намагниченностью, пронизанные дайками жерла. Андезитовые вулканы имеют менее резко выраженные вулканические жерла.

Основываясь на существенных различиях аномалий магнитного поля континентов и океанов, А. М. Карасик (1973 г.) дал сопоставление структуры коры, исходя из магнитных характеристик (табл. 10).

Многообразие характеристик магнитного поля океана, показанных здесь только частично, после тщательного анализа, привлечения всего арсенала геофизических, физиографических и геологических данных, позволило сформулировать как уже упоминалось, новую концепцию тектоники мобильной литосферы, или тектоники плит. Ниже мы к ней обратимся, а в данном разделе возвратимся к описанию структуры коры океанических бассейнов.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАССЕЙНЫ

Тихий океан — величайший по площади и глубинам на земном шаре. Географические границы его очерчивают площадь, равную 179 679 тыс. км², что составляет более одной трети поверхности земного шара и половину площади Мирового океана. Геологические или геоморфологические границы океана в свете современных данных проходят по границе впадины (по существу, по Андезитовой линии). Склоны хребтов островных дуг, обращенные в сторону материков, так же как и некоторая часть юго-восточной окраины, уже не относятся к впадине Тихого океана.

Тихий океан занимает первое место среди океанов и по количеству и общей площади островов, расположенных в центре океана и по его окраинам, в основном западным, и по количеству вулканов и подводных гор высотой больше 1 км, число которых может достигать 10⁴. Береговая линия океана расчленена слабо.

Главной отличительной чертой Тихого океана по сравнению с другими океанами является слабое развитие шельфа, площадь которого составляет всего 1,7% площади океана. Средняя глубина океана 4280 м. По рельефу дна Тихий океан разделяется на центральную и периферическую части. Особенности первой является резкое преобладание больших глубин (более 5000 м), занимающих свыше двух третей площади, и разделение на обширные котловины. Две из этих котловин — Северо-Тихоокеанская и Восточно-Тихоокеанская — превышают площадь Европы в 2—2,5 раза каждая. Наиболее впечатляющим в структурном отношении является Восточно-Тихоокеанское поднятие протяженностью 7500 км и хребты Фаннинг и Гавайский; первый протяженностью около 7500 км и второй — около 5000 км. Еще одной особенностью Тихого океана является обилие подводных вулканических конусов, расположенных преимущественно рядами (в каждом ряду от 10 до 100 конусов), и отсутствие вулканических конусов, возвышающихся над уровнем водной поверхности, за исключением гряды Гавайских островов. Центральная часть Тихого океана является областью почти полного отсутствия землетрясений.

Периферическая часть Тихого океана, представленная мелководьем, включает материковую отмель, материковую и окраинную часть ложа. По характеру рельефа периферическая часть может быть разделена на восточную и западную. В первой из них, прилегающей к берегам Америки, рельеф более сглажен: котловины, хребты и плато выражены менее резко, но имеют большие размеры, материковая отмель очень узка, почти все острова расположены в прибрежной зоне, но островные дуги отсутствуют. В другой части океана, прилегающей к Азии и Австралии, рельеф дна характеризуется большим расчленением, множеством островов, большей шириной материковой отмели, наличием островных дуг. Наряду с этим в целом северо-западная половина океана более глубоководна, чем юго-восточная.

Открытиями последних лет в Тихом океане являются установление огромной протяженности разломов на востоке, а в центре впадины древнего погруженного мезозойского поднятия Дарвина и новая трактовка северного продолжения Восточно-Тихоокеанского поднятия. Г. Менард (1966) считает, что это поднятие к северу от Калифорнийского залива выходит на сушу и выражено здесь в виде плато Колорадо и хребтов Большого Бассейна и что оно снова уходит в океан севернее зоны разлома Мендосино. Это значит, с одной стороны, что здесь как нигде на земном шаре видно современное единство развития структуры континента и океана, вследствие разрастания океанического дна и, с дру-

гой — совершенно по-новому рисуется глубинное строение северо-восточной части Тихого океана, которая оказалась крылом срединного поднятия.

Первые сведения о строении коры Тихого океана основаны на наблюдении волн землетрясений. Рассматривая дисперсию волн Релея и Лява в различных участках земного шара, многие сейсмологи показали, что наименьший градиент групповой скорости наблюдается при распространении этих волн через Тихий океан, а наибольший — при распространении через континент. Это было первым доказательством того, что в Тихом океане кора имеет меньшую толщину, чем на континентах, и является корой океанического типа.

Проведенные впоследствии многочисленные определения мощности коры при помощи искусственных взрывов подтвердили первоначальный вывод об океанической коре в Тихом океане и показали, что поверхность М лежит в основном на глубинах 10—12 км. Так как слой воды составляет в среднем около 5 км, то на долю собственно коры остается 5—6 км.

Рассматривая структуру коры Тихого океана, нельзя не отметить, большой вклад советских исследователей, на протяжении многих лет, в особенности в период МГГ и последующие за ним годы, изучавших рельеф дна, строение осадков и структуру коры Тихоокеанского бассейна. Здесь должны быть упомянуты И. П. Косминская, С. М. Зверев, Е. И. Гальперин, Ю. П. Непрочнов, П. С. Вейцман, П. Л. Безруков, Г. Б. Удинцев, О. М. Соловьев и многие другие. Ими в Тихом океане уверенно выделяется поверхность М со скоростью 8,1 км/с на глубине порядка 5—6 км от дна океана и граница ниже поверхности мантии (неповсеместно), имеющая скорость порядка 9,0 км/с. Установлено изменчивое положение мощности базальтового слоя и особенно мощности осадков. Наименьшая мощность осадочного слоя установлена на вершинах подводных гор, а также на относительно ровном дне центральной части океана к югу от Гавайских островов. Исключительно резкие колебания мощности осадочного слоя выявлены на дне Филиппинской котловины. Все это говорит о весьма сложной истории геологического развития Тихого океана.

В 1958 г. нами по методу осредненных графиков была составлена карта толщины коры Тихого океана и дано ее описание. Подобная карта (карта рельефа мантии) была составлена для Тихого океана также Вуллардом (Wool-lard, 1962).

В историю сейсмического изучения Тихого океана большой вклад внесли Рейт, Гэскелл, Своллоу, Пресс, Юинг, Менард, Мейсон, Фишер, Добрин, Перкинс, Рафф, Оффисер, Вильсон, Шор, Уеда, Санто и многие другие.

Обобщая результаты сейсмических исследований методом преломленных волн, полученные в экваториальной части Тихого океана, Рейт еще в 1952—1953 гг. указал, что толщина коры в центральной части океана колеблется в пределах от 4,8 до 7,85 км. В некоторых участках подводных возвышенностей толщина коры увеличивается до 10—18 км (Raitt, 1953).

Рейт указал, что наибольшую роль в строении коры играет нижний из трех выделяемых по сейсмическим данным слоев, который характеризуется скоростями от 6,43 до 7,1 км/с. Этот слой имеет толщину от 3,14 до 9,58 км, мощность второго слоя со скоростью в среднем 5,09—5,38 км/с колеблется от 0,25 до 2,90 км и осадочного слоя от 0,03 до 1,1 км. Таким образом, ранняя интерпретация Рейтта показывает, что кора в исследованной части Тихого океана состоит преимущественно из базальтового слоя, впрочем тоже достаточно тонкого.

Гэскелл и Своллоу (1952) обобщили материалы своих исследований в Тихом океане, проведенных в 1950—1952 гг. По характеру сейсмического разреза

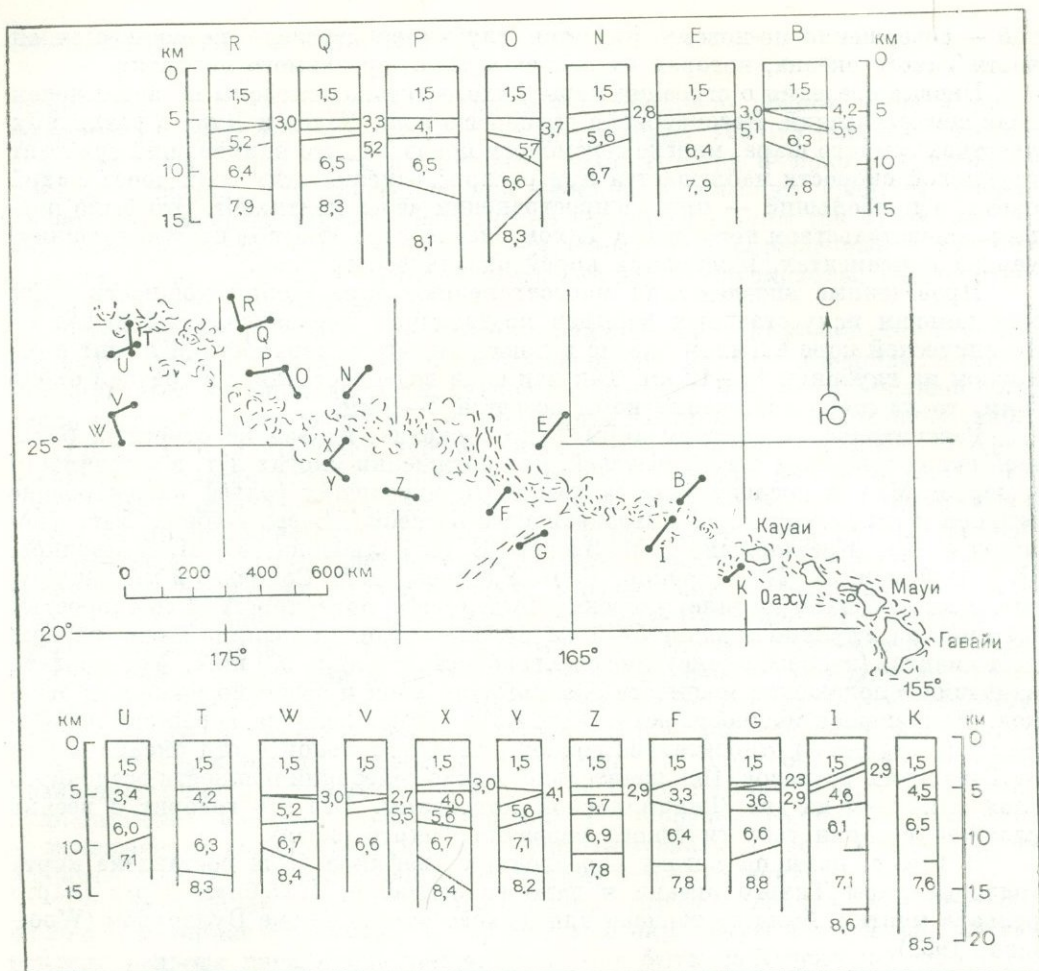


Рис. 66. Колонки коры северо-западной части Гавайского архипелага (Furumoto et al., 1971)

они разделяют исследованные области на пять зон. К первой они относят глубоководный океан. Кора здесь состоит из сравнительно тонкого слоя осадочных пород, ниже которого залегает порода с высокой скоростью. Ко второй относятся прибрежные зоны глубокого океана (близ Гавайских островов и о. Фунафути); здесь присутствует тонкий слой осадочных пород, ниже слой со скоростью 4,0—5,0 км/с и затем слой с высокой скоростью. Третья зона — это часть Тихого океана к юго-западу от о. Тайвань. Четвертая — расположена вдоль побережья Северной Америки и включает континентальные типы коры. Пятая — характеризует структуру коры вблизи глубоководных впадин.

Для структуры коры Тихого океана важно отметить так называемую «андезитовую линию», отделяющую область распространения основных пород на большей части Тихого океана от окаймляющей его полосы кислых пород, граничащей с континентом (Гэскелл, 1963). Неоднократно обращалось внимание на то, что на океанической стороне этой линии наблюдался типичный океанический слой со скоростью 6,7 км/с, перекрываемый сравнительно тонким

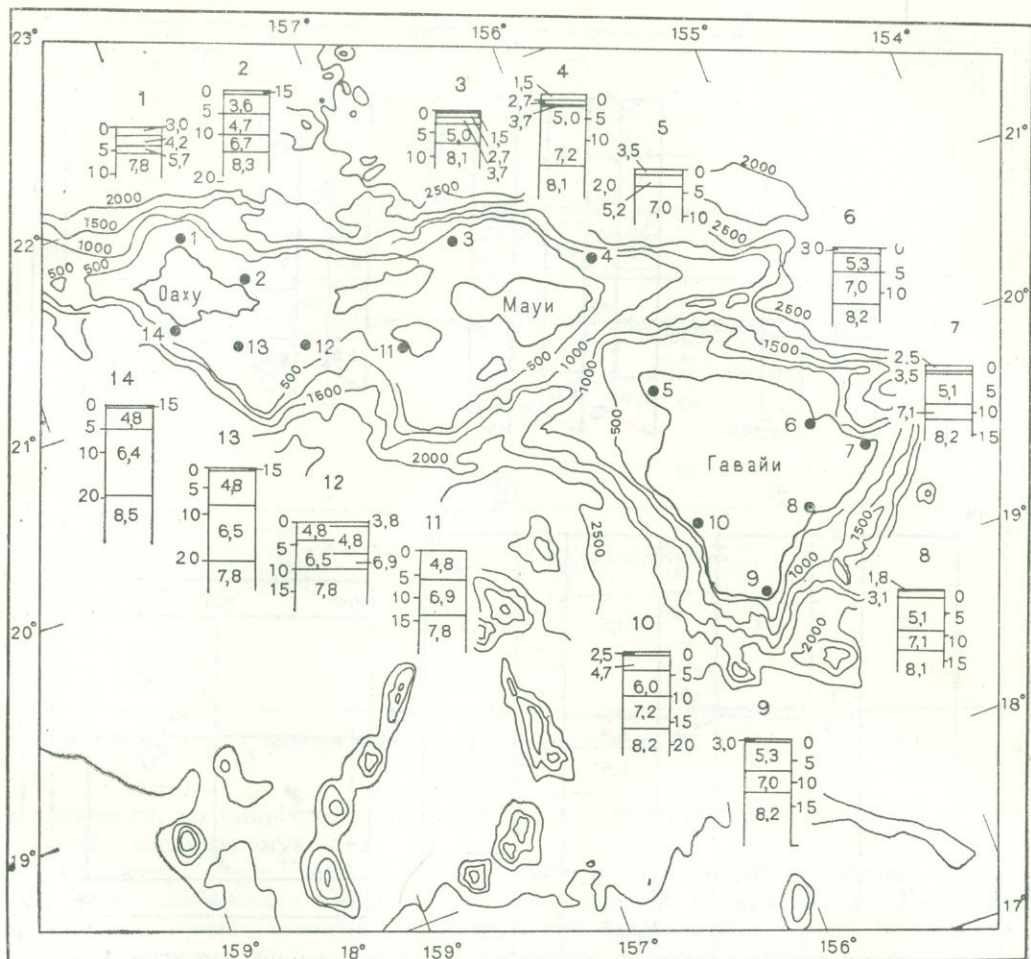


Рис. 67. Колонки коры о. Гавайи и прилежащего шельфа (Furumoto et al., 1973)

слоем неуплотненных осадков с малой скоростью, а на материковой стороне этой линии доминирующий слой разреза характеризовался уже меньшей скоростью — 5,8—6,0 км/с. Новые взгляды на природу океанического слоя могут сделать понятным это различие. Глубина слоя со скоростью 8,1 км/с на океанической стороне Андезитовой линии меньше, чем на обращенной к суше.

За исключением архипелагов островов, изолированных хребтов, подводных гор и возвышенностей, строение дна океана вплоть до андезитовой линии довольно просто. С другой стороны этой линии строение коры становится гораздо более сложным, а при переходе к материкам наблюдается резкое увеличение глубины поверхности М.

Структура коры в районах распространения вулканических островов, атоллов и гайотов Тихого океана известна главным образом по сейсмическим работам Гэскелла, Рейтта и Шора. Менард, рассматривая разрезы коры на этих структурах, приходит к выводу, что под крупными вулканами и группами вулканов поверхность М опущена и масса этих сооружений поддерживается

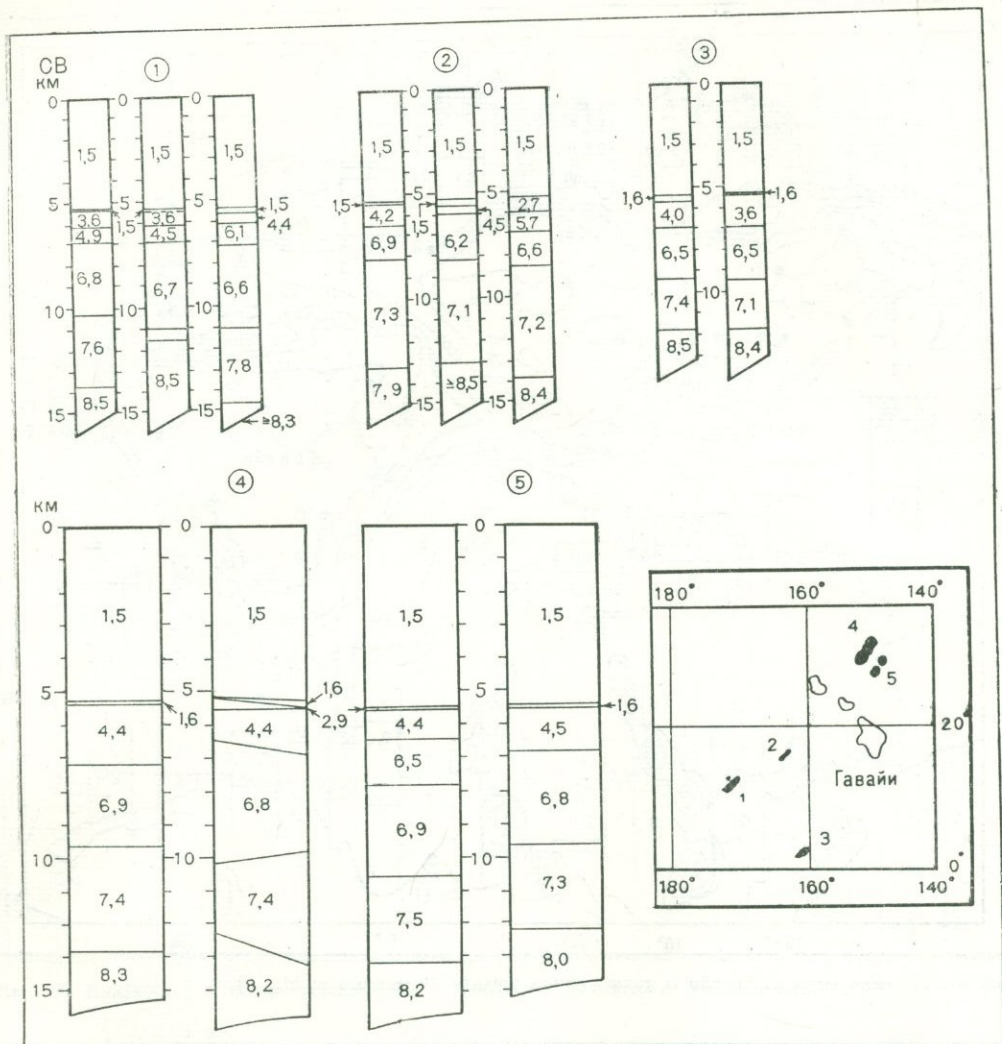


Рис. 68. Колонки коры к северо-востоку и юго-западу от Гавайского архипелага (Furumoto et al., 1973)

более мощной линзой коры. Приблизительно такое же представление высказывалось нами ранее, когда вулканические острова отождествлялись с «гвоздем, забитым в мантию».

Рассматривая разрезы атоллов Нукуфетау и Фунафути и о. Гарднер, Менард отмечает, что здесь внутренние части вулканов мало отличаются от нормальной океанической коры — плотное ядро покрыто однородным слоем вулканических пород с меньшей скоростью, т. е. очевидно, и меньшей плотностью. От океана этот слой продолжается под вулканический архипелаг. На атоллах Бикини и Энветок структура коры несколько иная — здесь между основным слоем океанической коры, или «вторым» слоем, и осадками расположен слой с промежуточными значениями сейсмических скоростей —

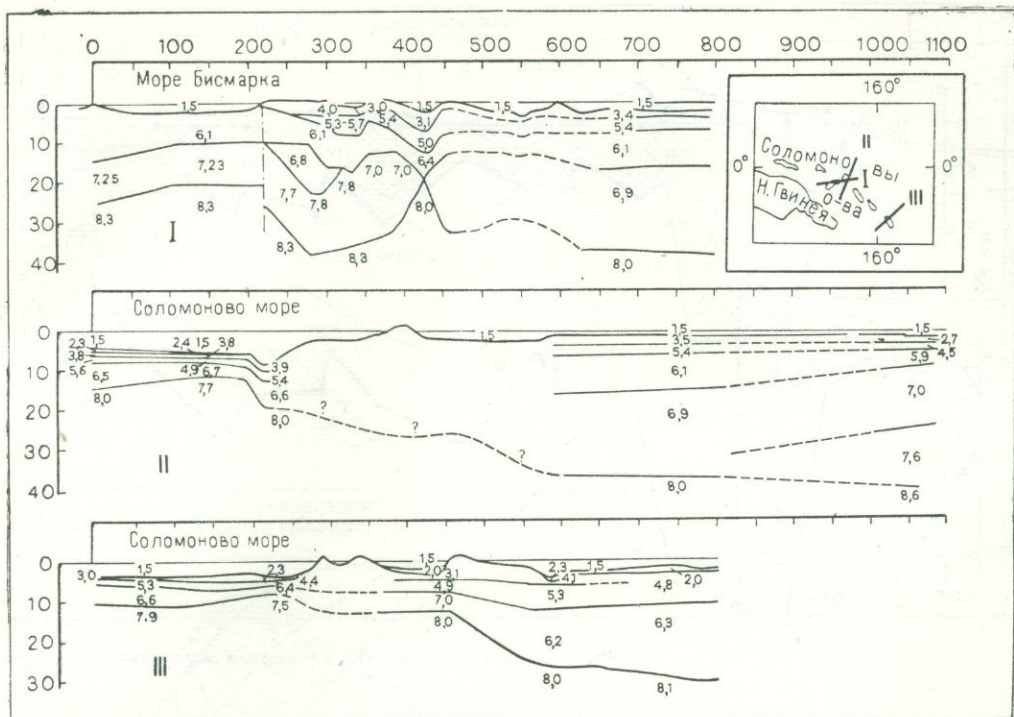


Рис. 69. Разрезы коры в северной части Меланезии (Furumoto et al., 1971)

в частности, со скоростью 5,59 км/с. На континентах такая скорость приписывается «гранитному» слою.

Структура коры Гавайского архипелага и прилежащих акваторий привлекла внимание ученых с первых лет исследования Тихого океана. Гавайский архипелаг, представленный вулканической цепью, состоящей из многих десятков островов, подводных гор и поднятий, протяженностью около 2000 км, является выдающейся структурой Тихого океана, несомненно являющейся ключом к пониманию истории развития океанической коры. Вуллард и Рэйтт, Шор, Хилл, Поллард, Моррис, Роялл, Беннет, Адамс, Фурумото и многие другие изучали этот сложный бассейн. В сжатом виде результаты этих исследований опубликованы в последней работе Фурумото и его коллег, и эти интересные данные приводятся на рис. 66—69. Приведенные разрезы и колонки показывают, что мощность коры Гавайских островов составляет 12—17 км, на островах Мауи и Ланаи 15 км, о. Оаху 19—20 км; но главное, что рисуют эти данные — это достаточно сложная картина распределения мощностей и скоростей сейсмических волн юго-восточной, экваториальной части Гавайского архипелага и Меланезии.

Изучение структуры коры на предполагаемом погруженном поднятии Дарвина (Raitt, Shor, Menard) показало, что средняя мощность вулканического «второго» слоя под подножиями архипелагов от 2,4 до 5 км (рис. 70).

Так как значительную часть площади поднятия Дарвина составляют подножия архипелагов, Менард считает, что значительную долю коры составляют вулканические породы. Верхняя мантия под поднятием Дарвина имеет

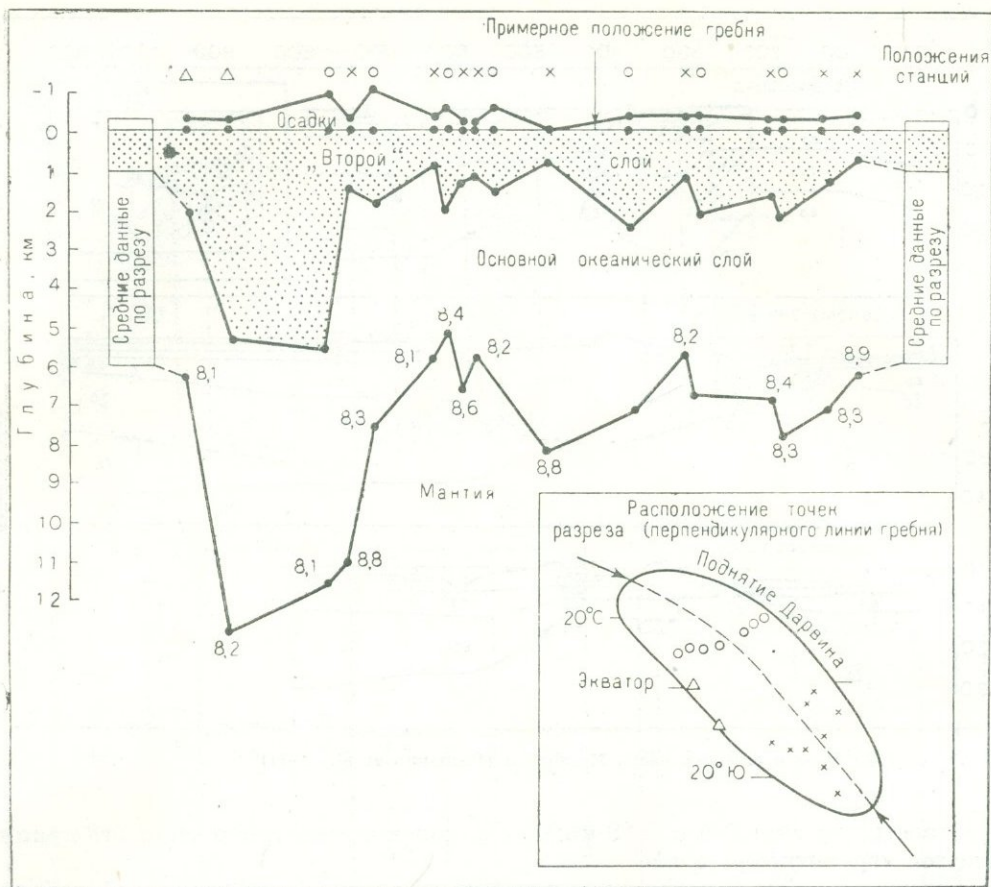


Рис. 70. Строение коры в поднятии Дарвина (Menard, 1966)

повышенные скорости — в среднем 8,36 км/с и в отдельных пунктах больше. Толщина коры (без слоя воды) 8—12 км. Весьма разностороннее освещение структуры коры переходной зоны, абиссалий и подводных хребтов океана показывают разрезы через хр. Шатского и Филиппинское море (рис. 71 и 72).

Рассматривая три крупных, наиболее изученных поднятия Мирового океана — Срединно-Атлантический хребет, Восточно-Тихоокеанское поднятие и поднятие Дарвина, Менард сделал вывод, что по скоростям в мантии они составляют последовательный ряд от пониженных скоростей к повышенным, и это может быть признаком разных стадий развития поднятий. При первом сводообразном поднятии коры скорости в мантии остаются обычными, на следующей стадии они становятся ниже нормы и, наконец, когда сооружение начинает погружаться, — сейсмические скорости в мантии заметно возрастают.

Исследования структуры коры, выполненные в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, показывают, что подводному рельефу поднятия соответствует поднятие или, как образно выразился Менард, вспучивание мантии. Кора в пределах поднятия кроме ее воздымания меняет и мощность, причем в обратном, чем это следовало ожидать, соотношении — на гребне поднятия

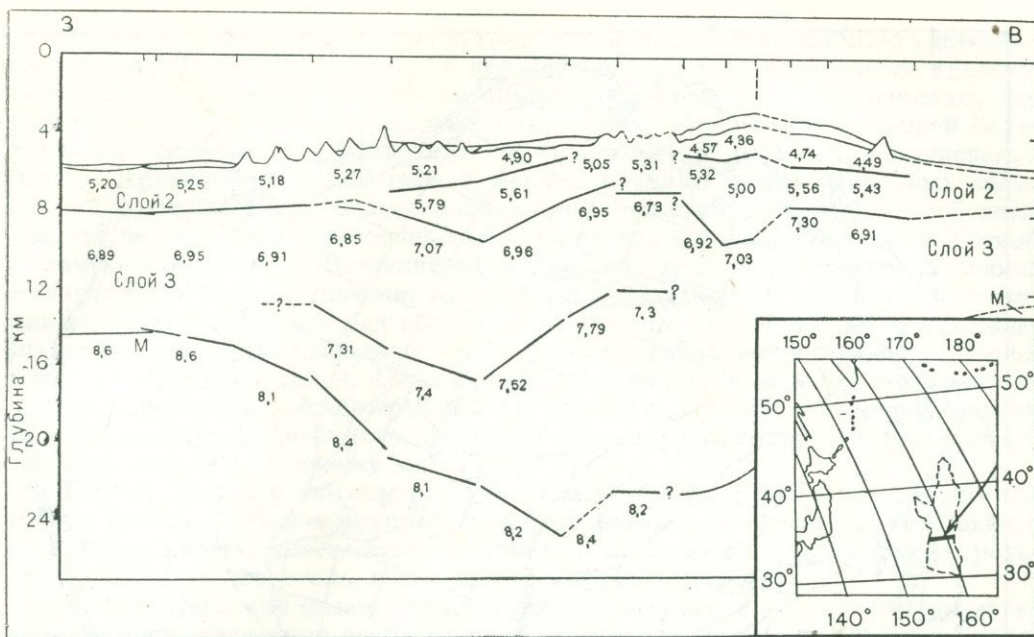


Рис. 71. Стрoение коры в поднятии Шатского (Den et al., 1969)

кора тоньше, чем в пределах океана. Например, если на подступах к поднятию «третий» слой океанической коры составляет 5,2 км, то на склоне и гребне поднятия этот слой утоняется до 3,7 км. Группа из пяти зондирований, расположенных близко к гребню, позволила определить скорости для мантии порядка 8,0 км/с и более. Лишь под самым гребнем поднятия на двух участках обнаружена скорость 7,5—7,6 км/с. Утонение коры в центре поднятия, как будет показано далее, соответствует аналогичному утонению коры в центре Срединно-Атлантического хребта, однако в Атлантике материал с низкой скоростью зафиксирован более определенно, чем в Тихом океане. Наличие изостазии хребта позволяет Менарду прийти к заключению, что вещество мантии, подстилающей хребет, обладает более низкой, чем обычно, плотностью, хотя сейсмические скорости в мантии обычны.

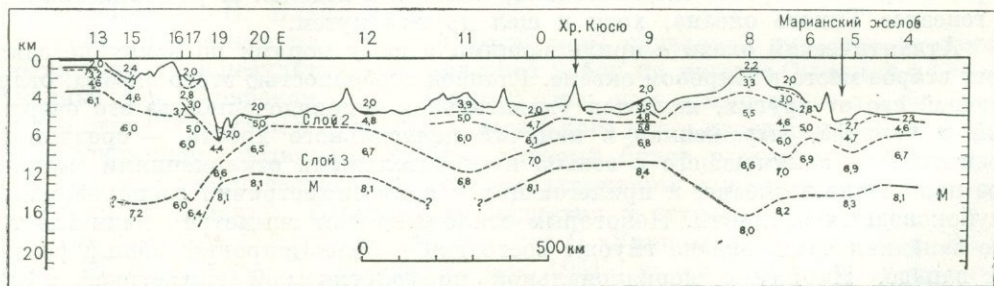


Рис. 72. Стрoение коры в Филиппинском море вдоль 25° с. ш. между континентальным шельфом восточной части Китайского моря и северо-западом Тихого океана (Murauchi et al., 1968)

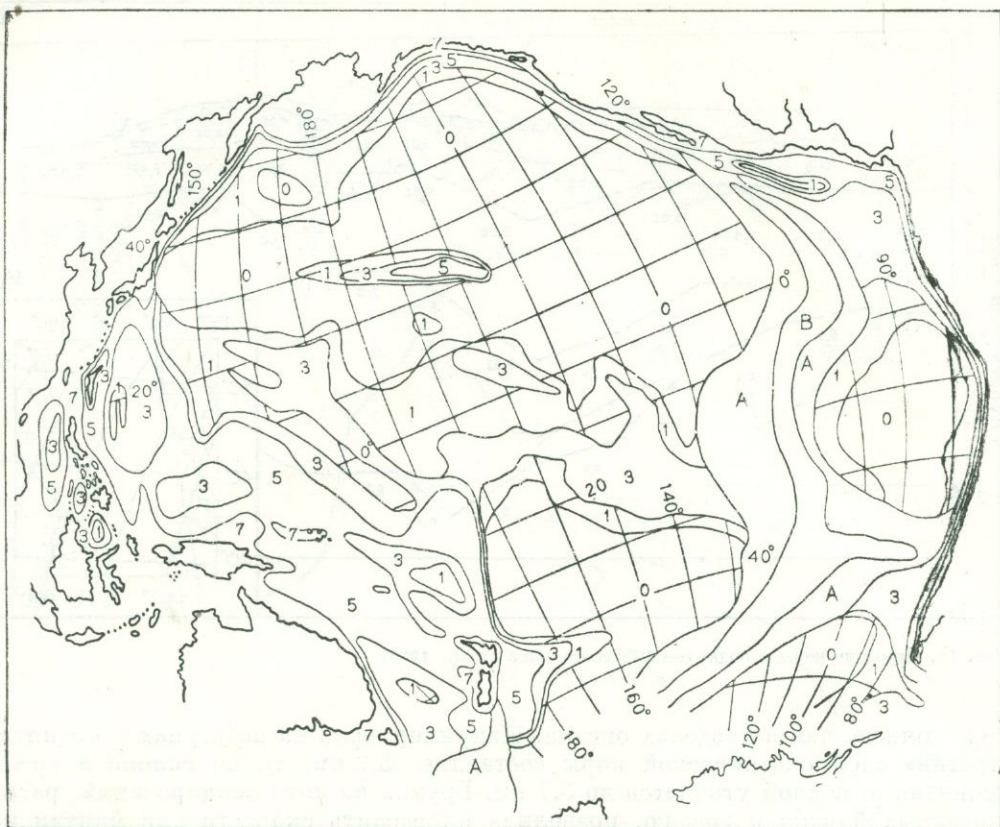


Рис. 73. Карта регионов Тихого океана, различающихся по групповым скоростям волн Релея (Santo, 1960)

Интересную работу по исследованию структуры коры Тихого океана проделал Т. Санто. Исследовав групповые скорости волн Релея, он установил, что акватория Тихого океана может быть подразделена на семь регионов, отличающихся по скоростям (рис. 73). Автор считает, что в порядке возрастания номеров увеличивается «континентальность» коры. В настоящее время можно сказать, что эта карта может трактоваться в известном смысле как карта возрастов коры и, следовательно, Санто был недалек от решения вопроса о генезисе Тихого океана, хотя и шел другим путем.

Атлантический океан с прилегающими к нему морями по величине занимает второе место в Мировом океане. Главной особенностью этого океана, отличающей его от других, является удивительная «упорядоченность» его очертаний и рельефа, выраженная в наличии центрального хребта, — срединного поднятия, — занимающего с весьма незначительными отклонениями медианное положение в океане, и прилегающих к нему симметрично расположенных глубоководных котловин. Некоторым отклонением от симметрии является то, что западная часть океана глубже восточной и более широкий шельф развит на западе. Наряду с меридиональной морфологической симметрией имеет место широтная геологическая асимметрия — северная половина Атлантики окаймляется каледонскими складчатыми сооружениями, южная — сечет древние докембрийские платформы.

В связи с обсуждением асимметрии Атлантики можно вспомнить интересную работу Тальвани и др. *, в которой обсуждаются особенности гравитационного поля над Атлантическим океаном. Прежде всего они отмечают, что в Северной Атлантике соответствие между топографией и компенсацией более хорошее, чем в Южной Атлантике. Хотя авторы применили для вычислений разные изостатические гипотезы и меняли глубины компенсационных масс, тем не менее различие между полями региональных аномалий в свободном воздухе над западной и восточной частями океана как Северной, так и Южной Атлантики оставалось. Введение изостатических поправок в южной половине Атлантики уменьшает значение аномалий над западной котловиной, но увеличивает их интенсивность над восточной котловиной. Особенно четко выраженный минимум вдоль западного побережья не устраняется любой разумной изостатической поправкой. Поэтому авторы приходят к выводу, что изостатическая компенсация осуществляется на больших глубинах в верхней мантии и что существуют, кроме того, глубинные неоднородности в верхней мантии, неизостатические по своему характеру.

Однако, говоря о симметрии Атлантики, нужно подчеркнуть, что она касается только наиболее крупных структур океана. Ответвления от главного срединного хребта, иногда четко, а иногда и совсем слабо выраженные в рельефе дна, не имеют столь явно проявляющейся симметрии.

В Атлантическом океане, как и в других океанах, в последние годы обнаружены многочисленные серии секущих срединный хребет поперечных разломов, которые контролируют в ряде случаев сдвиги осевой зоны хребта (см. рис. 61). Наиболее характерны эти разломы в районе Азорских островов — пролива Гибралтар, где прослеживается узкий пояс землетрясений, очаги которых сосредоточены в коре. Возможно, что некоторые из разломов имеют еще более, чем это прослежено сейчас, глобальный характер.

Первые сведения о строении коры Атлантического океана, так же как и Тихого, основаны на наблюдении волн землетрясений. Сопоставление дисперсии волн Релея и Лява через океаны Атлантический и Тихий показало, что в общих чертах должно быть сходство строения их коры.

Основная роль в исследовании коры Атлантического океана принадлежит М. Юингу и Дж. Юингу, Хизену, Оффисеру, Гэскеллу, Тальвани, Своллоу, Бэнгли, Ворцелу, Херси, Эриксону, Хиллу, Прессу, Кацу, Вулларду и др. Из советских исследователей следует отметить А. И. Рассоху, В. В. Федынского, Р. М. Деменицкую, А. М. Карасика, Е. Д. Корякина и М. М. Иванова. Геологическое строение Атлантического океана рассматривали В. В. Белоусов, Н. М. Страхов, А. Л. Яншин, Ю. М. Шейнманн, М. В. Кленова, В. Е. Хаин, А. В. Пейве, С. В. Ильин и др.

Ранее при описании строения коры зоны подводной окраины материков рассматривались результаты сейсмических работ на шельфе Северной и Южной Америки и в Карибском море. Поэтому здесь нам важно показать, чем отличается структура коры в пределах абиссального дна и некоторых его поднятий, за исключением срединного хребта, который будет рассмотрен специально.

Большие сейсмические исследования структуры коры проведены в районе Наресской котловины, Бермудского поднятия и островов (рис. 74).

Как отмечали С. Оффисер, М. Юинг и П. Уиншел (Officer, Ewing, Wuen-schel, 1952), а также Д. Херси (Hersey, 1951), характерной чертой строения

* См. сб. «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 290—299.

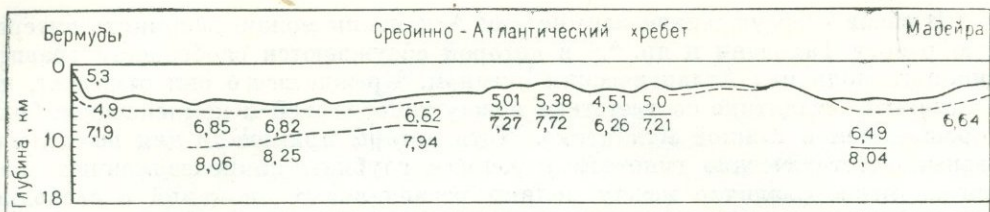


Рис. 74. Стрoение коры в Атлантическом океане (Юинг, 1964)

коры в этой области является увеличение мощности слоя осадочных и вулканических пород и, как подчеркивают авторы, отсутствие границы М в северной части Наресской котловины. Вместе с тем (Officer et al., 1952) в районе Бермудской возвышенности, на глубине 15—20 км, скорости на границе М постепенно изменяются от 8,0 до 8,4 км/с.

Сравнение разрезов коры некоторых геоморфологических провинций Атлантического океана показало (рис. 75), что кора абиссального дна равнин Сом и Нарес при глубине моря 4—5 км характеризуется наличием слоя донных осадков мощностью 0,5—1,0 км со скоростью 2 км/с и ниже океаническим слоем со скоростью 6,5 км/с мощностью 3—4 км. Под ними располагаются породы мантии с нормальной скоростью 8,1 км/с. Не менее сложно и распределение осадков, структура которых выявлена глубоководным бурением.

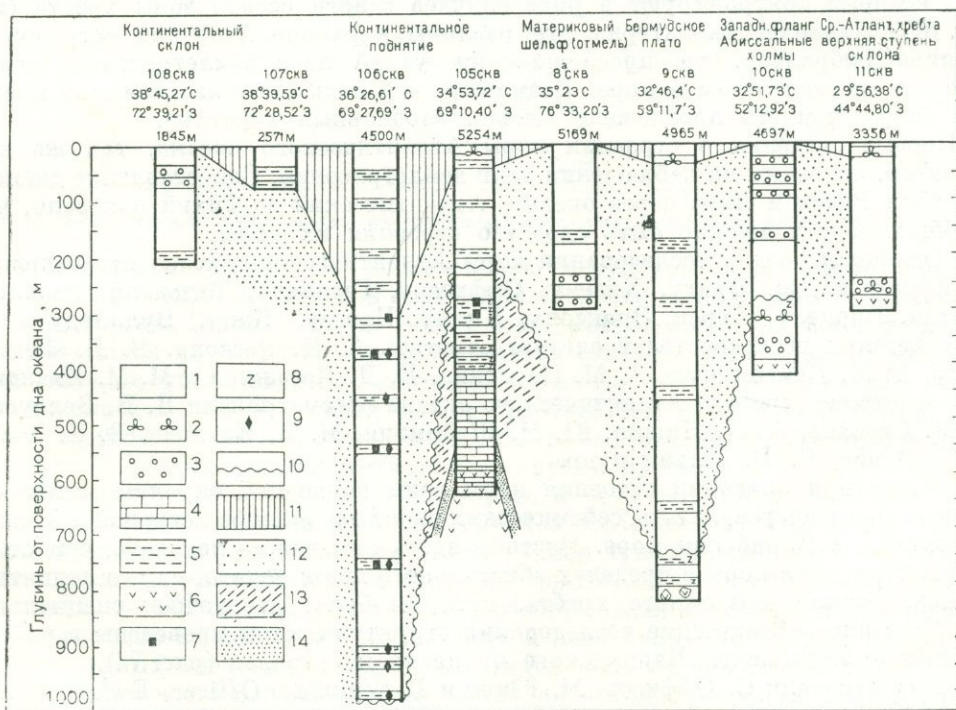


Рис. 75. Корреляция осадочных отложений по данным глубоководного бурения.

1 — не вынут керн; 2 — фораминиферовые илы; 3 — наннопланктоновые илы; 4 — известняки; 5 — глины; 6 — базальты; 7 — пирит; 8 — цеолит; 9 — сидериты; 10 — перерыв в осадконакоплении; 11 — четвертичные; 12 — третичные; 13 — меловые; 14 — юрские

По направлению от континента к Бермудским островам среднее значение скоростей в коре уменьшается до 5,6 и даже 4,5 км/с. Это уменьшение может объясняться структурой Бермуд — наличием вулканического слоя и увеличением осадков.

Аэромагнитные исследования в районе Бермудских островов, проведенные геологической службой США в 1950 г., выявили, что острова имеют ядро, сложенное сильно магнитными породами. Более полную картину магнитного поля этой части Атлантического океана принесли результаты гидромагнитных съемок, показавшие сложную, далеко не симметричную картину поля, требующую различных сложных допущений в интерпретации. Простираение этих аномалий может быть рассмотрено из карты, приведенной ниже (см. рис. 102).

Сравнивая сейсмические данные в различных частях океана, Эриксон и др. (Ericson, Ewing, Heezen, 1952) пришли к выводу, что по характеру отражений области океана могут быть разделены на две группы. На океанических поднятиях, как правило, отражения хорошо коррелируются на больших расстояниях, в то время как в абиссальных равнинах, несмотря на большое число отражений, последние не характерны и не увязываются даже на коротких расстояниях. Эту особенность океанической сейсмической записи авторы объясняют наличием на абиссальных равнинах суспензионных потоков, образующих осадочную толщу из чередующихся глинистых и алевритовых слоев, в то время как для поднятий характерно пелагическое осадкообразование.

Для западной части Северной Атлантики сейсмические данные были в 1970 г. обобщены Ч. Дрейком и Дж. Нейфом, которые представили карту изоглубин до поверхности М (рис. 76). Эта карта уточняет первоначальные представления об этой части океана, показанные на карте (см. рис. 1), хотя и эти данные рисуют в целом сравнительно простую конфигурацию поверхности М. Однако если сравнивать изолинии М на этих двух картах, то следует иметь в виду, что карта рис. 1 представляет толщину коры от дна моря, в то время как карта на рис. 76 изображает глубину М от поверхности океана, т. е. включает водную толщу. Это обстоятельство, естественно, не позволяет выявить из рис. 76 многие нюансы глубинного строения, так как глубины моря читателю неизвестны, а вводить эти поправки по другим, вспомогательным картам — операция достаточно хлопотная. Поэтому мы по-прежнему считаем более предпочтительным и наглядным для анализа и поэтому рекомендуем составлять карты толщины коры, т. е. изопакиты коры от дна океана.

Исследования, проведенные в Мексиканском заливе, позволили установить, что в центральной части залива поверхность М расположена на глубине 16—18 км и погружается в сторону материка. Структура коры, как показывают скорости волн в слоях, имеет субконтинентальный тип, так как отсутствует «гранитный» слой и осадки (3,21 км/с) налегают непосредственно на «базальтовый» (6,20 км/с), подстилаемый нормальной мантией. Отличие этой коры от типично океанической состоит в накоплении большой, достигающей 10 км толщи осадков.

Эта особенность структуры коры Мексиканского залива имеет аналогию в районе Каспийского и Черного морей, но в целом Американское средиземноморье более сложно построено по структуре коры, чем Евроафриканское (Евразийское?).

В 1954 г. в Мексиканском заливе проводились геомагнитные исследования, в результате которых была составлена карта полной магнитной напряженности. На основе этих измерений был сделан вывод, что глубокий бассейн Мексиканского залива и внешний шельф к северу от бассейна, примыкающего

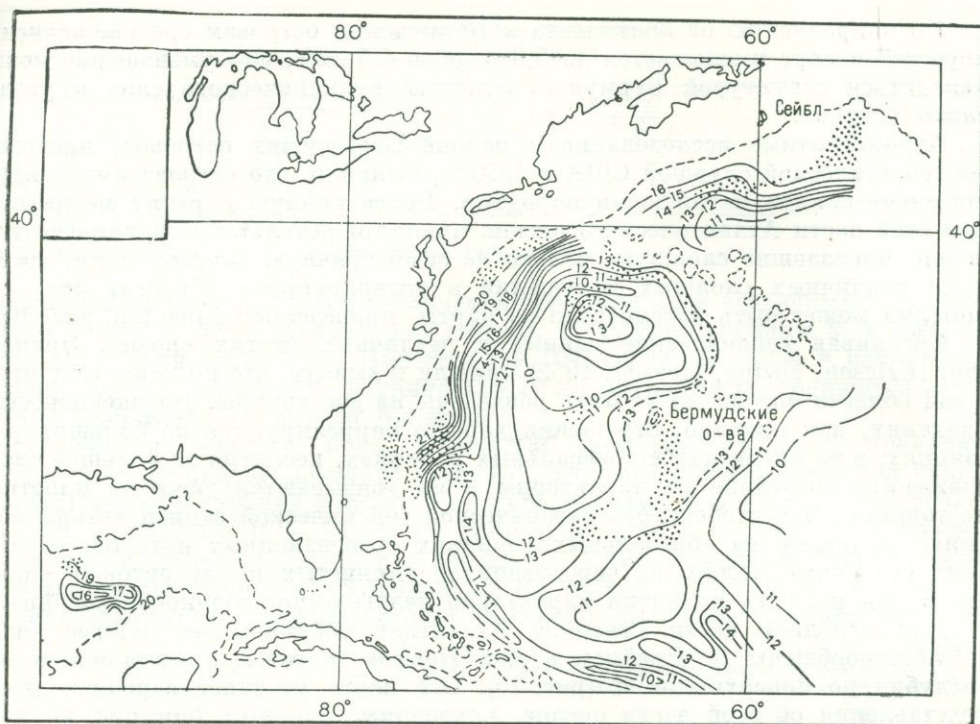


Рис. 76. Атлантический океан. Глубина от уровня моря до поверхности М у восточного побережья Северной Америки (Дрейк и др., 1970)

к Техасу и Луизиане, подстилаются корой с однородными магнитными свойствами, аналогично шельфу у восточного побережья Северной Америки. В Мексиканском заливе, как указывают Миллер и Юинг, не было найдено большой линейной положительной аномалии, подобной той, которая имеется на краю континентального шельфа вдоль восточного побережья Северной Америки.

Результаты ранних сейсмических исследований в Мексиканском заливе были опубликованы Антуаном и Юингом (Antoine, Ewing и др., 1963). Работы велись методом преломленных волн по трем профилям в прибрежной зоне Мексиканского залива. По данным зондирований было определено, что мантия со скоростью 8,0—8,2 км/с залегает на глубине 17—20 км. Наиболее тонкая кора, вероятно, составляет 12 км. Кора состоит из мощного слоя осадков, подстилаемого непосредственно слоем со скоростью 6,5 км/с, вероятно «базальтовым». Таким образом, и этот разрез весьма напоминает разрезы, полученные в Черном море. В 1965 г. П. Делинжер и Б. Джонс (Dehlinger, B. Jones, 1965) показали, что район Мексиканского залива находится в изостатическом равновесии.

В 1949 г. проведены сейсмические исследования на севере впадины Броунсон, в 150 милях от Пуэрто-Рико, опубликованные Херси, Оффисером и Джонсоном в 1952 г. Комплексные данные по желобу Пуэрто-Рико представлены Ворцелом и Шербетом. Привлекая помимо сейсмических гравиметрические данные, они составили структурный профиль этого района, который позволяет судить о сходстве структуры коры этой области с аналогичными районами контакта островной дуги и океана.

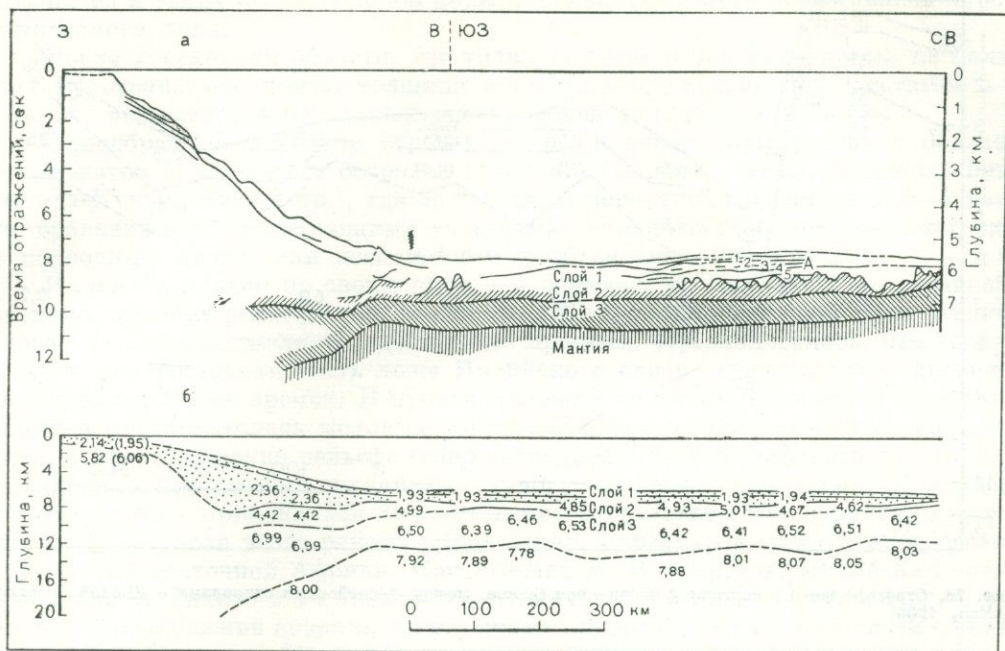


Рис. 77. Разрезы коры в Аргентинском бассейне (Ewing M., Ewing J., Ludwig, 1964)

Сейсмические исследования в Аргентинском бассейне, проведенные по профилю протяженностью в несколько тысяч километров, выявили здесь мощность осадков, большую, чем в других аналогичных бассейнах Мирового океана, за исключением вероятно, Арктического. Горизонтально залегающие осадки имеют здесь мощность до 2 км и перекрывают типичный фундамент, погребенный рельеф которого рисуется в виде поднятий амплитудой до 400 м и длиной волны до 15 км. Такую структуру здесь проследили от материкового подножия Южной Америки до Срединно-Атлантического хребта (рис. 77).

Сейсмические исследования, проведенные в море Скоша (Allen, 1966,) между Южными Оркнейскими островами и Южной Георгией, где глубины моря превышают 2 км, показали, что здесь (рис. 78), значительно распространены осадки мощностью 2—3 км и скоростями 2,0—3,6 км/с. Любопытно, что ниже в коре, в южной и центральной частях профиля, скорости составляют 5,7—6,2 км/с. Такой диапазон сейсмических скоростей в восточной части моря Скоша, вероятно, указывает на наличие здесь в коре «гранитного» слоя. Весьма интересно, что на севере, где глубины моря составляют 3 км, скорости в коре выше, и на глубине 9 км обнаружена граница М с нормальной мантийной скоростью (8,0 км/с). В южной части профиля, где глубины моря также превышают 3 км, картина иная; здесь разрез коры больше напоминает разрез глубоководного желоба — на глубине 11 км сейсмическая граница имеет скорость 7,6 км/с.

Сейсмические разрезы, выполненные в 1968 г. и пересекающие Атлантический океан, подтверждают более сложную структуру третьего океанического слоя коры в южной Атлантике (рис. 79) по сравнению с северной Атлантикой (см. рис. 74).

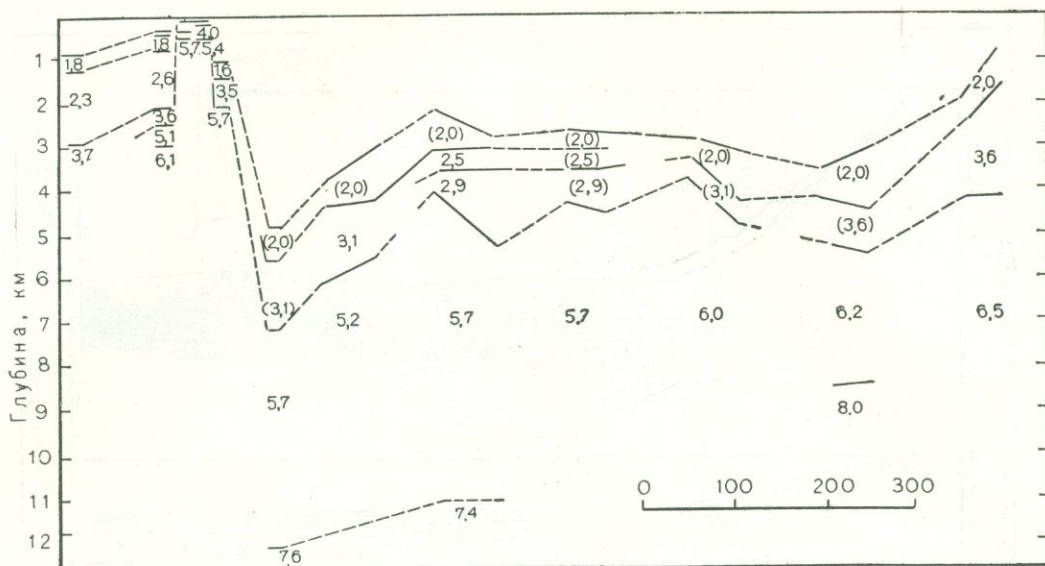


Рис. 78. Строение коры в восточной части моря Скоша, между Оркнейскими островами и Южной Георгией (Allen, 1966)

Схематическая карта мощности коры в Атлантическом океане, составленная по методу осредненных графиков (см. рис. 1), показывает, что кора здесь имеет довольно разнообразное строение. У берегов Америки, Европы и Африки при переходе к океану в пределах довольно узкой полосы толщина коры уменьшается от 30 до 5 км. Более резкий переход наблюдается к югу от 50° с. ш. Европейского побережья и Африки. На Американском побережье, от Гренландии до Фальклендских островов, ширина такой полосы неоднократно изменяется. Следует отметить, что по сравнению с Тихим океаном переходная зона от континентальной коры к океанической в Атлантическом океане в плане имеет большую извилистость. К северу от 50° с. ш. почти на всей части Земли, занятой Атлантическим океаном, кора имеет толщину более 15 км. В ее составе местами появляется «гранитный» слой или увеличена мощность осадков, т. е. по существу здесь типично океаническая кора существует лишь в виде отдель-



Рис. 79. Строение коры в Экваториальной Атлантике (Leyden et al., 1968)

ных пятен и узких полос молодой коры, а большая ее часть представлена корой переходного типа.

После переходной области, где толщина коры резко изменяется, на больших пространствах океана толщина коры остается постоянной, достигая 5—7 км, а, возможно, в отдельных океанических котловинах и менее.

Однообразный характер строения коры в океане нарушается в области архипелагов и отдельных островов (Азорские, Зеленого мыса, Мадейра, Тристан-да-Кунья, Буве и др.), где ее толщина, вероятно, возрастает в 2—4 раза по сравнению с прилегающими участками. Утолщения в коре соответствуют и подводным плато, или асейсмичным хребтам типа Риу-Гранди.

Индийский океан по своим размерам занимает третье место. До недавнего времени строение рельефа дна, геологическое строение и строение коры Индийского океана представлялось достаточно простым. Предполагалось, что южная и почти вся восточная часть ложа Индийского океана существуют с древнейших геологических времен. В противоположность им глубоководная Яванская впадина представлялась молодым тектоническим прогибом геосинклинального типа, а происхождение рельефа северо-западной части Индийского океана связывалось с крупными опусканиями суши в послемеловое время. В доказательство этого приводилась тождественность геологической структуры более крупных островов этого района (Мадагаскар, Занзибар и др.) с геологической структурой восточной Африки. Как отмечал М. В. Муратов, Индийский океан в отличие от Тихого и по аналогии с Атлантическим имеет ту особенность, что его «... океанические впадины не отражают никакой генетической связи с окаймляющими берегами. Наоборот, налицо все признаки наложения этих впадин на совершенно разные по происхождению и по возрасту структурные элементы их побережий. Края впадин Индийского океана секут платформенные структуры Африканской, Индийской и Австралийской платформ и Мадагаскара, а также структуры докембрийского складчатого основания. Только на участке между Бенгальским заливом и Австралий край дна Индийского океана согласно примыкает к цепи геосинклинальных структур Индонезии, Никобарских и Андаманских островов» (Муратов, 1958). Впоследствии именно эти данные, наряду с другими, послужили основанием для доказательства происхождения Индийского океана путем разрастания океанического дна.

Кривая групповых скоростей волн Лява, распространяющихся через Индийский океан, вычисленная Гутенбергом и Рихтером, показывает сходство с аналогичными кривыми для других океанов и резко отличается от групповых скоростей континентов и это позволило сделать первый вывод о сходстве строения коры океанов. Однако последующие, более детальные исследования, в том числе глубоководное бурение, показали более сложную историю формирования этого океана, чем это следовало из первоначальных представлений.

Построенная нами карта по методу осредненных графиков (см. рис. 1) позволила высказать предположение, что большая часть площади океана представлена тонкой корой толщиной 5—10 км, т. е. имеет типично океаническую структуру, и что наиболее тонкая кора соответствует акватории Сомалийской и Индийско-Австралийской котловин и котловине мыса Игольного.

Высказывалось также предположение, что в пределах котловин и поднятий кора не сохраняет постоянной толщины, изменяясь на локальных участках и центральных частях срединных хребтов как в сторону уменьшения, так и увеличения.

С 1959 г. начались интенсивные комплексные геолого-геофизические исследования Индийского океана, получившие особенно широкий размах в связи

с созданием комплексной Международной Индоокеанской экспедиции. В этот период в исследовании рельефа дна, физических полей, структуры коры и решении многих других проблем принимают участие советские исследователи — П. Л. Безруков, Г. Б. Удинцев, Ю. П. Непрочнов, В. Ф. Канаев и другие и зарубежные, из которых главная роль принадлежит Рао, Вакуверу, Лаутону, Метьюзу, Бернеу, Уиксу, фон Херцену, Лангсету, Рейтту и др. В результате этих исследований на акватории Индийского океана было сделано много открытий, изменивших наши представления о рельефе и строении дна этого океана.

Система Срединно-Индоокеанских хребтов представляет раздробленное широкое поднятие, подножие которого находится на глубине около 4500 м. Средняя относительная высота хребта равна 1500 м, но отдельные вершины поднимаются значительно выше. Ось хребта нарушена рифтовой долиной, глубина которой доходит до 2000—2300 м, а ширина хребта около 550 км.

Вторым по величине подводным сооружением Индийского океана является Восточно-Индийский хребет (Девяностоградусный Восточный, или хр. Найнтист), расположенный в северо-восточной части океана и проходящий примерно по 90° в. д., в строго меридиональном направлении. Это подводное поднятие еще пять лет назад отсутствовало на географических картах; несмотря на свою грандиозность, оно было неизвестно. Между тем Восточно-Индийский хребет является одним из уникальных явлений подводного рельефа Земли — узкий, шириной всего 100 миль, он имеет длину 2650 миль с относительной высотой от 1000 до 3500 м и заканчивается на дне океана так же внезапно, как и появляется, будто натолкнувшись на юге на невидимое препятствие. Вдоль этого поднятия протягивается желоб.

В южной части Индийского океана расположен Западно-Австралийский хребет, характерной особенностью которого является его асимметрия — южный склон очень крутой, а северный пологий, и который является звеном мировой системы срединных хребтов.

Кроме хребтов на дне Индийского океана установлено наличие изолированных гор. Некоторые имеют довольно крутые склоны, достигающие $10-15^\circ$, а местами до 25° , округлые или овальные, сопровождаемые овалами оседания, диаметром 15—70 км.

Исследования структуры коры сейсмическими методами в Индийском океане проводили и советские исследователи. В период плавания экспедиционного судна «Витязь» в 1959—1961 гг. велись исследования методом преломленных волн с радиобуями. Как указывает Ю. П. Непрочнов (1964 г.), мощность и строение земной коры Индийско-Австралийской котловины мало отличается от строения коры Тихого океана. В районе с координатами приблизительно 82° в. д. и 12° ю. ш. разрез коры следующий: осадочный слой — скорость 2 км/с, мощность 0,3—0,5 км, «базальтовый» слой — скорость 6,4 км/с, мощность $6,5 \pm 1,5$ км, подкоровый слой — скорость 8 км/с. Таким образом, мощность земной коры в исследованном районе составляет $7,0 \pm 1,5$ км; кора имеет типичное океаническое строение — тонкая под абиссальной равниной, утолщенная под островами и желобами.

Гравиметрические исследования, как можно судить по опубликованным данным, проводились в основном в западной и восточной частях Индийского океана. Тальвани (Talwani, 1962), анализируя гравитационные данные Венинг-Мейнеса, Гирдлера и Гаррисона, приходит к выводу о компенсированности Мозамбикского пролива и наличии здесь коры нетипично океанической, так как глубина океана в этом проливе составляет около 2 км. Этот вывод совпадает с нашими ранними представлениями.

Гидромагнитные измерения проводились Метьюзом, Раффом, Ванкувером и др. Площадная съемка проведена главным образом в Аравийском море. Здесь, как и в Атлантическом океане, над Срединным хребтом зарегистрирована типичная для рифтовой долины магнитная аномалия, а для глубоководных частей получено типичное магнитное поле глубоководного океана. Максимальные глубины намагниченных тел, по расчетам, лежат в диапазоне 8—25 км. Над Индонезийским желобом большие магнитные аномалии не наблюдались. Установление и в этой части Мирового океана характерного магнитного поля еще до середины 60-х годов подтвердило «магнитную однотипность» океанов.

Тепловой поток в Индийском океане, как указывает фон Херцен (Von Herzen, 1964), изменяется в очень широких пределах: от величин, близких к нулю, до величин, превышающих 5,0. Среднее значение, по-видимому, не отличается значительно от среднего значения для других океанов, равного 1,2—1,4.

Фон Херцен указывает, что большинство высоких значений теплового потока находится над хребтами или вблизи срединно-океанических поднятий. Тепловой поток на этих хребтах имеет сложное распределение. Так, например, измерения на хр. Карлсберг (северо-запад Индийского океана) и Чагос-Мальдивском хребте (к югу от Индии) показали нормальные или слабо повышенные значения теплового потока. В Аденском заливе, предположительно являющемся продолжением хребта Карлсберг и системы рифтов между Африкой и Аравией, получены значения теплового потока, в 3—4 раза больше нормального. Высокие значения потока на центральном Срединно-Индокоеанском хребте установлены восточнее и юго-восточнее о. Маврикия; наибольшее значение достигает 5,0 (примерно в 700 милях к северу от о. Амстердам в области расчлененного рельефа). Вблизи о-вов Амстердам и Св. Павла зарегистрированы значения 2,0, т. е. несущественно выше средних, а низкие значения обнаружены на обоих склонах хребта. На продолжении Срединного хребта в Тихий океан, к югу от Австралии и Новой Зеландии, в основном получены значения близкие к средним. Следовательно, характер и величина теплового потока изменяются в различных участках Индокоеанских хребтов в больших пределах.

Кроме перечисленных районов области низких значений теплового потока выявлены в нескольких больших бассейнах океана: центральная часть Аравийского моря между о. Сокатра и Индией; часть бассейна между архипелагом Чагос и Сейшельскими островами; глубоководные бассейны к западу и северо-западу от Австралии и к югу от Индонезийского желоба. Последние два бассейна характеризуются несколько меньшими значениями потока, чем нормальные. По-видимому, в западном направлении от Австралии тепловой поток систематически возрастает от несколько меньшего чем 1,0 до величины примерно 2,0 вблизи Кокосовых островов (Sass, 1964).

Таким образом, представление об Индийском океане как наиболее простом опровергнуто. Наоборот, имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о том, что по рельефу дна, по структуре и истории геологического развития коры и мантии этот океан, по-видимому, является более сложным, более дифференцированным, чем океаны Тихий и Атлантический, хотя структура коры на отдельных участках соответствует по сейсмическим скоростям и мощностям коре аналогичных, в геоморфологическом отношении, районов других океанов. По новой терминологии этот океан относится к полирифтовым. По сложности общей структуры коры и по площади Индийский океан уступает, вероятно, только Северному Ледовитому океану (Деменицкая, Карасик, Киселев, 1962, 1964). В 1967 г. нами был сделан предположительный вывод о том, что как в рельефе дна, так и в строении коры океаны укладываются в систему, намечен-

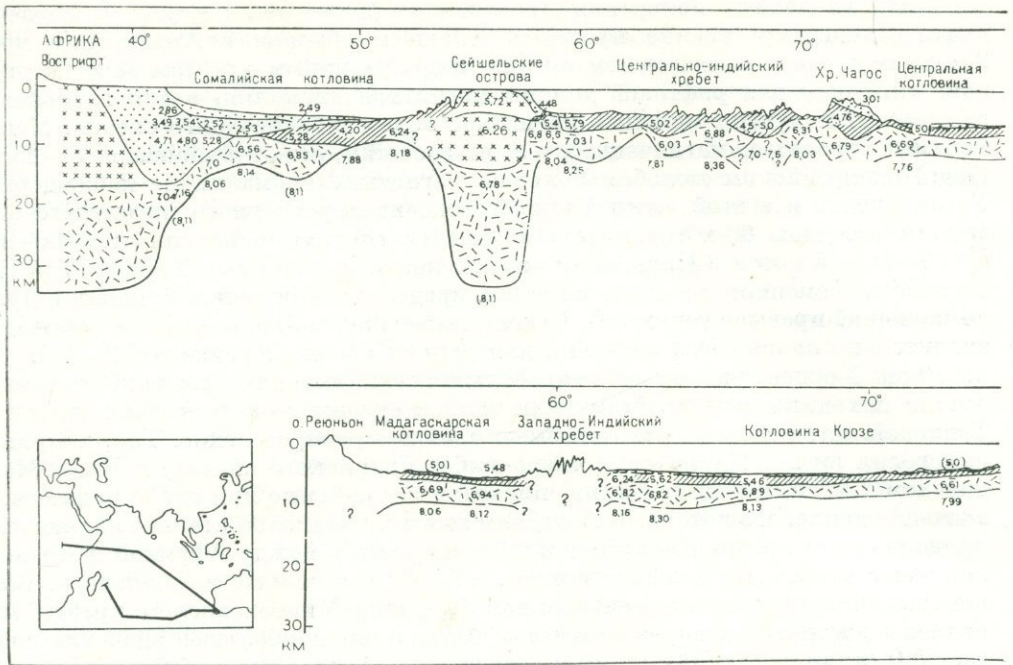
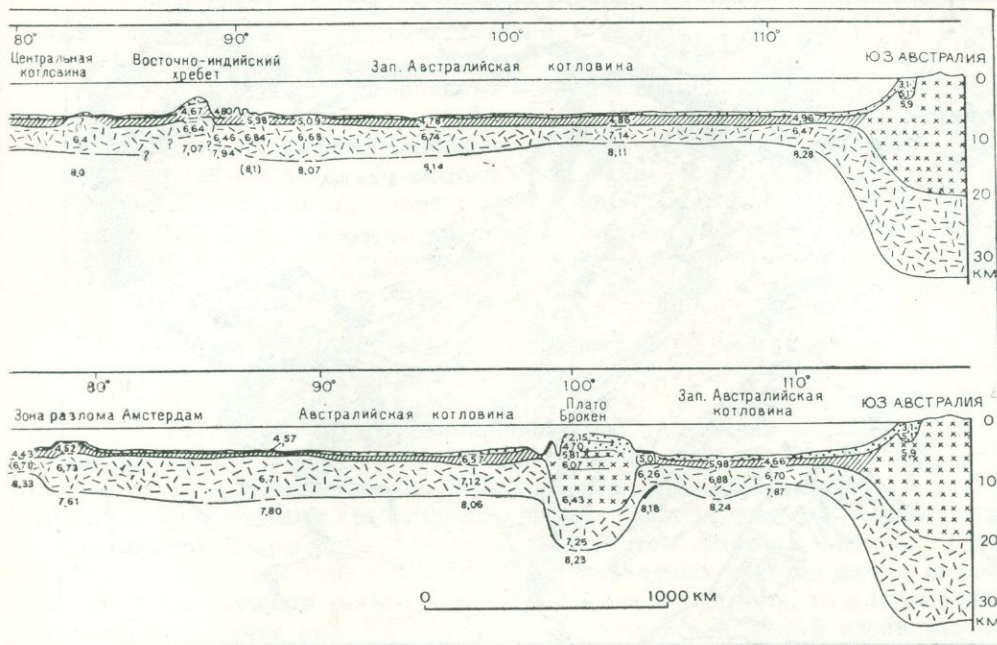


Рис. 80. Сводный разрез коры центральной и южной частей Индийского океана, составленный по работе Хоукниса и др., 1965 и других исследователей

ную ранее для континентов: площадь — средняя высота — средняя толщина коры взаимосвязаны, и высказано предположение, что чем больше площадь океана, тем проще устроено его дно, тем меньше средняя толщина коры, и, наоборот, чем меньше площадь океана, тем более изрезан рельеф его дна и тем больше средняя толщина коры. Этот вывод не получил дальнейшего развития, но и не был опровергнут. В настоящее время, как будет показано ниже, это связывается с характером разрастания океанического дна.

Большой интерес также представляет нахождение гранитных пород на Сейшельской банке. Наличие здесь пород континентального типа в районе, окруженном кольцом океанической коры, естественно, вызвало у исследователей вопрос, является ли район Сейшельских островов фрагментом материка, отделившегося от Африки и Мадагаскара в результате континентального дрейфа, или реликтом погрузившегося материка, или же этот район является континентальным «лидером» — зародышем нового континента, задержавшегося в своем развитии? В настоящее время господствует взгляд, что Сейшельский архипелаг является микроконтинентом, осколком одного из прилегающих материков. Важнейшим результатом комплексных советских исследований Индийского океана последних лет на судах «Витязь» и «Академик Курчатов» было выявление сложного, мозаичного строения земной коры в рифтовой зоне, получение общего сейсмического разреза коры, подтверждающего подъем всех горизонтов коры к оси хребта, выявление слоя с сейсмической скоростью 7,2 км/с, характерного для осевых зон срединных хребтов, составление карт изомощностей осадочного слоя. И, наконец, чрезвычайно важным открытием было обнаружение в рифтовой зоне широкого распространения выходов глу-



риалам Френсиса, 1966, Френсиса и Шора, 1966, Френсиса и Рэйтта, 1967, Непрочнова и др., 1964, 1967,

бинных пород — габбро и серпентинитов, глубинное мантийное происхождение которых, судя по их петрологическим и магнитным свойствам, является доказанным. В этих работах принимали участие Г. Б. Удинцев, Ю. П. Непрочнов, Л. В. Дмитриев, А. С. Монин, А. Г. Гайнанов, Л. Н. Рыкунов и многие другие. Исследованиями мантийных пород крайне интересовались А. П. Виноградов и А. В. Пейве, и многие проблемы решались при их консультации.

Проведенная с этих исследовательских судов гравимагнитная съемка показала, что аномальное магнитное поле позволяет картировать магнитовозмущающие тела в среднем на глубинах 3—5 км ниже дна океанических абиссалий, что соответствует здесь (при повышенных мощностях осадков) нижней границе слоя неуплотненных осадков. В Аравийском море выделяются зоны линейных аномалий, связанные с разломами преимущественно субмеридионального простирания. Срединно-Индоокеанский хребет характеризуется интенсивным аномальным полем, в котором выделяется следующая зональность: длиннопериодные аномалии над подножиями склонов хребта, более короткопериодные над склонами и интенсивные положительные аномалии, разделенные отрицательной аномалией, над рифтовой зоной.

Сейсмические исследования, выполненные комплексной Индоокеанской экспедицией на кораблях США «Монсун» и «Лузиад», и привлечение данных, полученных на «Витязе», позволили построить два сводных профиля, пересекающих океан и рисующих структуру коры от восточной Африки до Юго-Западной Австралии по всей сумме данных (рис. 80). Разрез на северном профиле демонстрирует весьма сложное строение коры восточной части океана, большой перепад в мощностях слоев, величинах сейсмических скоростей и рельефа внутрикоровых



Рис. 81. Физиографическая карта Северного Ледовитого океана, составленная по гидрографическим промерам и геофизическим съемкам (Деменцкая, 1967)

границ. К востоку от хр. Чагос кора приобретает совсем иное строение, разрез упрощен, скорости и мощности изменяются мало. На южном профиле разрез через океан показывает более простое строение в западной части океана, чем на севере, но перепады скоростей все же и здесь достаточно велики. В Южно-Австралийской котловине привлекает внимание утолщение океанического слоя и структура коры плато Брокен, близкая к континентальной.

Глубоководное бурение показало, что на Аравийско-Индийском и Срединно-Аденском хребтах имеется несоответствие возраста коры, предсказанного по магнитным аномалиям и определенного по бурению. Так, в районе аномалии № 3, определяющей возраст коры в 5 млн. лет (эпоха Гильберта), бурение показало, что возраст древнейших осадков здесь около 13 млн. лет. Для аномалии № 5, определяющей возраст коры по геохронологической шкале около 10 млн. лет, возраст осадков и подстилающих их базальтов оказался 20—30 млн. лет. Это систематическое несоответствие возраста, подсчитываемого по магнитному полю и бурению, может указывать на неправильность подсчета скорости раздвижения дна. Маккензи и Склейтер сделали попытку перевычислить скорость, используя отдельные отрезки профилей. Авторы получили скорость 6,5 см/год. Эта скорость, конечно, большая, но она находится в пределах реальной. Результаты глубоководного бурения, проведенного в Сомалийской котловине, в районе аномалии № 25, которая должна соответствовать возрасту приблизительно 65 млн. лет, показали, что здесь возраст древнейших осадков и подстилающих базальтов в двух скважинах составляет 60—70 млн. лет.

Проведенное бурение обнаружило также важный факт широкого распространения перерывов в толще осадков, особенно проявившихся в позднемоло-

вых и раннетретичных отложениях. Эти перерывы могут быть связаны с возникновением циркумполярного течения в эоцене, когда около 55 млн. лет назад Австралия начала отделяться от Антарктиды.

Наиболее древние датированные осадки в Индийском океане раннемеловые или позднюрские в глубоководной части были обнаружены вблизи Австралии. Бурение на хр. Найнтиист показало, что этот хребет представляет собой вулканическую структуру, образовавшуюся близ уровня океана, южнее своей настоящей широты, и что возраст хребта более древний на севере, чем на юге. Это позволяет предполагать, что он мог быть образован из локализованного вулканического очага. Хребет имеет тот же возраст, что и лежащая к западу плита и, по крайней мере в своих южных районах, является частью Индийской плиты.

Северный Ледовитый океан является наименьшим и по сравнению с другими океанами, имеет меньшие глубины и сильно развитую материковую окраину. Площадь океана около 13 млн. км², из которых шельф занимает 37,4%. В настоящее время установлено, что этот океан пересекается серией субпараллельных поднятий: хребтом Менделеева, хребтом Ломоносова, который некоторое время ошибочно трактовался как срединный хребет, и, наконец, Срединно-Арктическим хребтом или хребтом Гаккеля, который является типичным срединным хребтом — северным фрагментом мировой системы. Наличие в этом малом океане трех трансокеанских подводных хребтов делает его весьма сложным в отношении рельефа дна. Что касается островов, то в глубоководной океанической части они отсутствуют, в то время как шельф изобилует островами. На рис. 81 приводится физиографическая карта Северного Ледовитого океана (Рассохо, Сенчура, Деменицкая, Карасик, Киселев, 1967).

На протяжении последних лет проходит оживленная дискуссия о взглядах на природу дна Северного Ледовитого океана. Одна группа ученых, главным образом геологов, не считала Северный Ледовитый океан подлинным океаническим бассейном, рассматривая его как область интенсивного погружения континентальных массивов (Н. С. Шатский, В. А. Обручев, Д. Г. Панов, В. Н. Сакс и др.) и даже причисляя его к структурам средиземноморского типа (Ирдли, Шокальский и др.). Другая группа — геофизики Гутенберг, Рихтер, Юинг, Хизен, Дитц, Остензо, Деменицкая, Карасик и другие полагали, что в этом океане имеются области с океанической корой; геологи — Мазарович и другие считали, что дно Северного Ледовитого океана не отличается от такового в других океанах, и, наконец, Э. Кинг и другие считали Евразийскую часть океанической, Канадскую — континентальной.

Еще Гутенберг и Рихтер (1949), анализируя распространение волн землетрясений через Арктику, из отношения волн РР/Р, предположили, что дно Северного Ледовитого океана подобно дну Тихого океана. К такому же выводу пришел Мазарович (1951), который считал, что в Северном Ледовитом океане типично океаническая структура коры и большая часть площади дна океана представлена базальтово-перидотитовым основанием. Позже Оливер, Юинг и Пресс (1955), исследуя фазу L_g поверхностных волн, пришли к выводу, что структура коры арктической акватории имеет как континентальную, так и неконтинентальную структуру.

Более детальные исследования структуры коры, с позиций региональной изостазии, позволившие широко применить анализ рельефа дна, и данные геофизики показали, что типично океаническая кора присуща только отдельным разрозненным участкам, окруженным корой промежуточного (субокеанического) типа (Деменицкая, 1958, 1961).

В 1948 г. В. В. Белоусов, рассматривая строение дна океанов, высказал предположение о возможном продолжении альпийской складчатости в Северный Ледовитый океан. Юинг и Хизен (1957), на основании анализа мировой системы срединных хребтов, предположили, что северное продолжение этой системы должно существовать в пределах Евразийской котловины Северного Ледовитого океана, и если это так, то, следовательно, геологическая структура дна этого океана не отличается от структуры коры в других океанах. Еще большую уверенность получило это предположение после первых же результатов сейсмических исследований и аэромагнитной съемки (Деменницкая, Карасик, Киселев, 1962), хотя и в несколько ином соответствии.

Видовое разнообразие аномального магнитного поля Северного Ледовитого океана указывает на гетерогенность строения его дна. Наличие совершенно различных аномальных магнитных полей для, казалось бы, однотипных в морфологическом отношении провинций и неодинаковый характер сейсмической записи в различных регионах океана свидетельствуют о коренных различиях в геологическом строении разных частей океана — например, котловин Нансена, Амундсена, Макарова, Толля и подводных хребтов — Гаккеля, Ломоносова, Менделеева. Неодинаковый характер магнитных полей, установленный советскими и американскими учеными для западной и восточной частей Арктического бассейна, указывает на их, вероятно, неодинаковое происхождение, различную историю геологического развития.

Очень важным является то, что по магнитному полю прямая связь известных на шельфе материковых структур и структур океанического дна, как правило, не устанавливается. Так, например, отсутствует связь между подводным хребтом Менделеева, структурами Чукотского шельфа и о. Врангеля, не усматривается также связи между подводным хребтом Ломоносова и Верхоянской складчатой зоной. Наряду с этим сейсмически активная зона и геофизические аномалии, связанные с глубинным продолжением Срединно-Арктического хребта, продолжаются из глубоководной котловины на шельф моря Лаптевых и затем на материк, что привело к выводу о переходе океанической рифтовой системы в континентальный рифт — системы Момских рифтов — (Деменницкая, Карасик, 1969).

В пределах хребта Ломоносова и к востоку от него по сейсмическим данным устанавливается двухъярусное и трехъярусное строение осадочных пород, характеризующееся, как правило, вполне заметным угловым несогласием. Верхний структурный этаж представлен неконсолированными осадочными породами со скоростями от 1,9—2,0 до 2,3 км/с. Второй структурный этаж сложен, по-видимому, консолидированными осадками со скоростями 4,1—4,7 км/с и третий — со скоростями 5,7 км/с. Это привело к выводу о континентальной природе хребта Ломоносова и позже к выводу о существовании в мезозое к северу от Баренцевоморского шельфа Гиперборейской платформы, как это считали ранее Н. С. Шатский и В. А. Обручев, с той, однако, поправкой, что эта платформа не только погрузилась под дно Северного Ледовитого океана, но и была отодвинута от Евразийского шельфа в процессе разрастания хр. Гаккеля.

Проведенные в небольшом объеме исследования по ГСЗ позволяют подтвердить (Киселев, 1965), что в пределах центральной части Арктического бассейна имеются участки с резко переменной мощностью коры. Так, в пределах хребта Ломоносова наблюдается большая слоистость разреза и значительное увеличение мощности коры по сравнению со смежными районами.

Полученные данные свидетельствуют о сложном строении Арктического бассейна и в совокупности с предыдущими исследованиями позволяют разде-

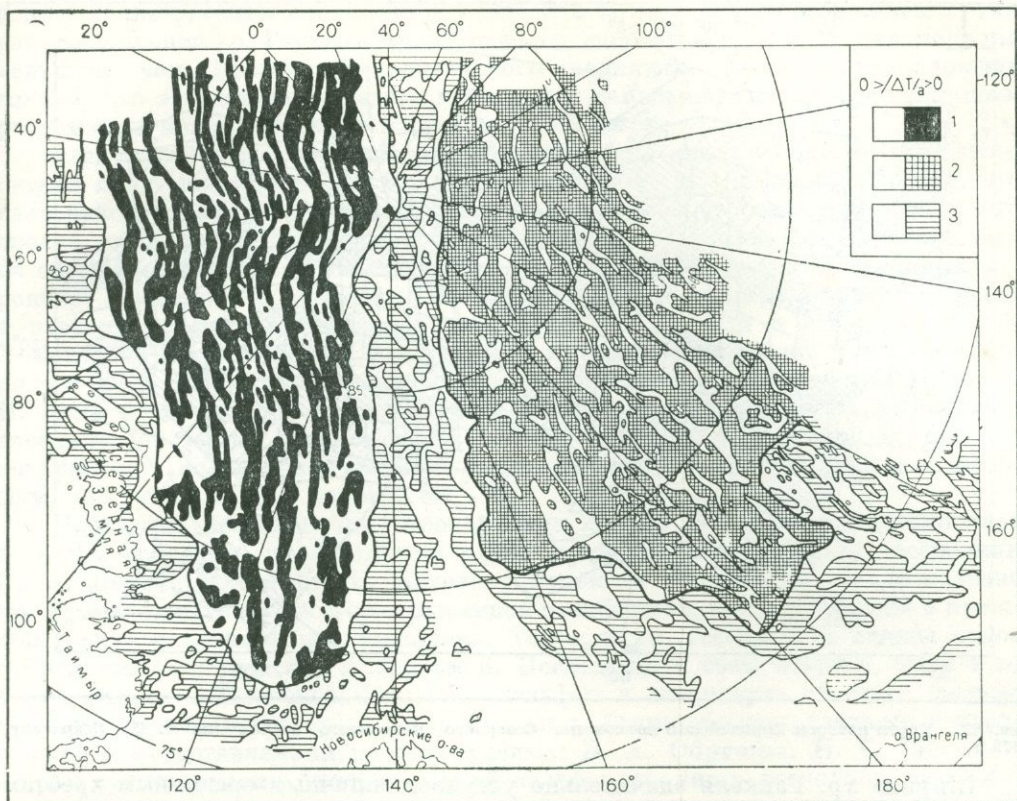


Рис. 82. Сводная схематическая карта аномального магнитного поля Арктического бассейна (по А. М. Карасику и В. Г. Щелованову, 1973 г.).

1 — котловины Амундсена и Нансена с хребтом Гаккеля; 2 — хребет Менделеева и котловина Макарова; 3 — прибрежный шельф и хребет Ломоносова

лить Северный Ледовитый океан на три области: 1) Приатлантическую часть, рельеф которой типичен для океана, — наличие абиссальных равнин и резко выраженного срединного хребта с рифтовой долиной; 2) Центральную, преимущественно занятую крупными асейсмичными подводными поднятиями со слабо-расчлененным рельефом; 3) малоизученную Притихоокеанскую часть — Канадскую котловину, характеризующиеся асейсмичностью и, предположительно, абиссальными равнинами.

Такое разделение океана по мегарельефу является отражением его глубинного строения, что прямо следует из геофизических данных.

С наибольшей определенностью структура дна океана установлена для первой области, где результаты аэромагнитной съемки не оставляют сомнений в ее принадлежности к типичным структурам Мирового океана. Аномальное магнитное поле в бассейне Нансена — Амундсена, характеризующееся преобладанием согласно ориентированных вытянутых аномалий челночного типа (рис. 82), сходно с аномальными полями в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах.

По характерной рифтовой аномалии была выделена и прослежена ось хребта срединного типа и позже А. М. Карасик вычислил возраст этой части океана в 67 млн. лет (рис. 83).

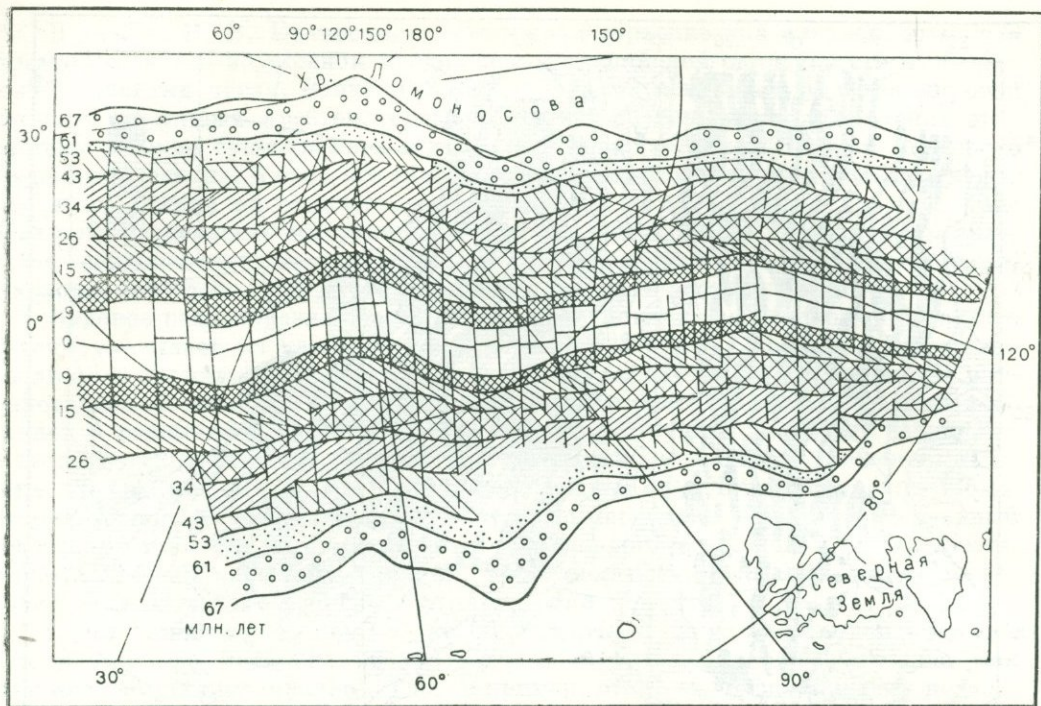


Рис. 83. Карта изохрон Евразийской котловины Северного Ледовитого океана (по А. М. Карасику, 1973 г.)

Ширина хр. Гаккеля значительно уступает типичным срединным хребтам других океанов; уменьшенными размерами характеризуются и глубоководные котловины. Следовательно, будучи типично океаническим, бассейн Нансена — Амундсена характеризуется как бы «миниатюрностью» типичного океана (Деменицкая, Карасик, 1967).

Схематическая карта толщины коры для северной части планеты, занятой Северным Ледовитым океаном, приведена в виде врезки на рис. 1. Толщина коры здесь коррелируется с аналогичными по структуре регионами Мирового океана, т. е. изменяется от 6—10 км в океане, до 15—18 км в районах подводных трансокеанических хребтов Ломоносова и Менделеева.

Исследуя очаги землетрясений, А. П. Лазарева и Л. А. Мишарина показали, что напряжения в очагах землетрясений Арктического сейсмического пояса позволяют установить наличие сжимающих и растягивающих напряжений в направлениях, близких к горизонтальным. Исследуя мощность осадочного слоя по сейсмическим данным, Ю. Г. Киселев показал, что в котловинах Нансена и Амундсена мощность осадков существенно увеличена по сравнению с аналогичными абиссальями других океанов, а в котловине Толля мощность осадков превышает 7 км.

Анализируя сейсмичность хр. Гаккеля по записям телесейсмических станций, Р. М. Деменицкая и Э. М. Литвинов обратили внимание на то, что в рифтовой зоне хр. Гаккеля в течение двух лет было зарегистрировано более двадцати землетрясений с магнитудой более 5,5, в то время как за этот же период в некоторых звеньях мировой рифтовой системы, в частности в отдельных регионах Восточно-Тихоокеанского поднятия, не зарегистрировано ни

одного землетрясения аналогичной силы. Это трудно объяснимое явление, так как расширение хр. Гаккеля происходит со скоростью почти на два порядка меньшей, чем Восточно-Тихоокеанского поднятия. Можно предположить только, что землетрясения здесь происходят с подвижками по трансформным разломам и не имеют связи с ростом новой коры.

Следующей немаловажной чертой структуры дна Северного Ледовитого океана является заключение Ю. Г. Киселева и Р. М. Деменицкой о том, что палеозойская складчатость, известная ныне по обе стороны Атлантического океана, не обрывается на траверсе Шпицбергена, а в палеозое продолжалась на северо-восток в пределы современного Северного Ледовитого океана и, вероятно, окаймляла современный край арктического шельфа Евразии. Раскол и раздвижение континента с образованием хр. Гаккеля и отодвижение хр. Ломоносова произошло по оси древнего орогена, аналогично тому, как это рисует В. Е. Хаин для Северной Атлантики. В этом варианте дно котловин Нансена и Амундсена представляется не полностью состоящим из молодой океанической коры, существующей на хр. Гаккеля, а частично состоит из погруженной каледонской геосинклинали и, в целом, возраст бассейна меньший, чем указывается на рис. 83.

Последние исследования, проведенные на хр. Менделеева, в комплексе со всеми работами, проведенными ранее американскими учеными, позволили Р. М. Деменицкой и Ю. Г. Киселеву изменить взгляды на происхождение хр. Менделеева и считать его погруженной платформой, представлявшей в прошлом вместе с котловинами Макарова, Толля и хр. Ломоносова единое целое с Канадско-Гренландской платформой. Последняя, в свою очередь, была в то время спаяна с Баренцево-Карским шельфом и отторгнута от этого шельфа в связи с распадом и разрастанием Лавразии. Таким образом, здесь мы возвращаемся к представлениям русских ученых: В. А. Обручева, Н. С. Шатского и др. о существовании Гиперборейской платформы, лишь несколько по-иному представляя ее геодинамику в мезо-кайнозое, а именно как комплекс резко дифференцированных горизонтальных и вертикальных движений.

СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

Центральную, а иногда и периферическую часть Мирового океана занимает почти непрерывный, протяженностью более 80 000 км, широкий, со сглаженным рельефом или увенчанный пиками гор, разбитый поперечными и продольными трещинами вал, со сдвигами и кулисообразными заходами, называемый срединно-океаническим хребтом (см. рис. 61). Эта структура не имеет по своей грандиозности аналогов на суше.

Центральная часть хребта нередко рассечена рифтовой долиной, которая представляет собой узкое, около 30 км ширины ущелье, с вертикальными стенками и плоским дном. Дно ущелья нередко располагается глубже, чем дно прилегающих абиссальных котловин, примыкающих к склонам хребта.

Параллельно рифтовым долинам по обеим сторонам проходят расчлененные рифтовые горы. Все главные элементы системы приблизительно параллельны оси срединного рифта и иногда материковому склону, как будто все они представляют собой подчиненные разломы и трещины на дне одного большого тектонического нарушения океанической котловины. На рис. 84 приведен схематизированный разрез срединного хребта в изображении Б. Хизена.

В структуре срединно-океанической системы привлекают внимание следующие особенности:

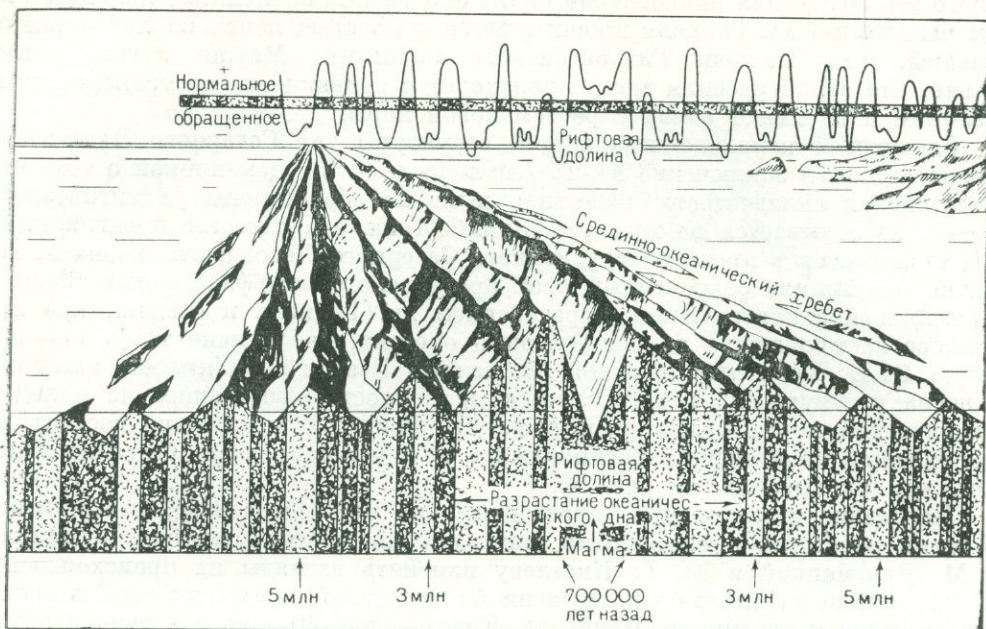


Рис. 84. Схематизированный разрез и магнитный профиль срединно-океанического хребта (Heezen, Hollister, 1971)

1) хребты срединного типа могут располагаться как медианно — Атлантический, так и с отклонением от медианной линии океана, как например, хр. Карлсберг в Индийском океане, хр. Гаккеля в Северном Ледовитом океане, Восточно-Тихоокеанское поднятие и др.;

2) некоторые океаны, как, например, Индийский, имеют как бы две «срединных» системы: первая, меридиональная — между Африкой и Австралией и вторая, широтная — между Антарктидой и Азией;

3) срединные хребты имеют различные стадии или скорости развития, следствием чего является различие их выражения в рельефе дна.

Весьма важным обстоятельством является то, что срединно-океанические хребты в некоторых районах продолжают на материк в виде более или менее четких рифтовых поднятий и впадин, например: центральный грабен Исландии, рифтовые системы Африки, Калифорнии и Арктики.

В других случаях срединно-океанические хребты по трансформным разломам сочленяются с островными дугами (район Новой Зеландии и дуги Скоша).

Помимо срединных хребтов, на дне океана развиты хребты, имеющие другие морфологические, геофизические и генетические особенности, существенно отличающие их от срединной системы. К числу таких относятся хребты Ломоносова, Китовый, Найнтист и др.

Срединно-океанические хребты являются важнейшей мобильной тектонической системой океанических областей. Как никакая другая тектоническая структура на земном шаре, они имеют весьма характерные геологические и геофизические особенности — сейсмичность, высокий тепловой поток, специфические гравитационные и магнитные аномалии, расчлененный горный рельеф, рифтовую долину, утоненную кору и многие другие, комплекс которых позволяет однозначно определять «срединные» признаки океанического дна

даже в тех участках, где по рельефу современное поднятие дна или рифт отсутствуют. Эти особенности дают возможность соединять отдельные разрозненные или слабо выраженные в рельефе участки хребтов в единую систему глобального распространения. Проблема рифтовых зон, первоначально возникшая как специфическая геоморфологическая проблема, превратилась в одну из важнейших проблем тектоники океанического дна, а затем сыграла определяющую роль в разработке концепции тектоники мобильных литосферных плит — общей тектоники развития поверхности Земли.

На рис. 61 была приведена карта, иллюстрирующая расположение основной глобальной системы срединных хребтов, сопутствующих им разломов и эпицентров землетрясений.

Сейсмологическое изучение областей океанического дна затруднено большими расстояниями до регистрирующих станций, что, естественно, ограничивает регистрацию слабых землетрясений с магнитудой менее 5. Вполне очевидно, что землетрясения с большей энергией происходят на дне океана достаточно редко, порядка 1—2 раза в год. Автономная донная сейсмическая аппаратура, разработанная в СССР (Л. Н. Рыкунов) и опробованная в рифтовой зоне Аравийско-Индийского хребта, показала, что в действительности по режиму слабых землетрясений сейсмическая активность хребта достаточно высока. Очаги землетрясений тяготеют к рифтовому ущелью срединного хребта и расположены близко к поверхности; очаги с промежуточной глубиной или глубокофокусные срединным хребтам не свойственны.

Однако донных наблюдений производилось мало, и впечатление о сейсмичности срединных хребтов основано на телесеизмических регистрациях (см. рис. 61). Эта карта показывает достаточно равномерность сейсмических явлений по всей протяженности срединных хребтов в океанах. Отдельные линии сейсмичности, располагающиеся ортогонально (или диагонально) к хребту, соответствуют линиям трансформных разломов.

Таким образом, сейсмичность срединных хребтов проявляется в том, что на протяжении более 80 000 км наблюдается с небольшими местными перерывами пояс мелкофокусных очагов землетрясений, приуроченный к рифтовой или, если рифт отсутствует, к осевой части хребта.

Аномальное магнитное поле срединных хребтов весьма упорядочено, на протяжении сотен и даже тысяч километров оно представлено регулярным чередованием аномалий различного знака. Интервалы между отдельными максимумами, как правило, совпадают с перемычками между отдельными секциями рифтовой долины или всего хребта и по магнитному полю позволяют выявлять зоны нарушений типа сдвига. В поперечном разрезе аномальное поле срединных хребтов характеризуется поразительной симметрией по обе стороны от центральной рифтовой аномалии. В сравнении с прилегающими абиссальными интенсивность магнитных аномалий над гребневой зоной хребта увеличивается, а длина волны уменьшается. Рифтовая долина в большинстве случаев сопровождается магнитной аномалией, которая, как правило, отчетливо выделяется на фоне окружающих аномалий.

Грандиозность таких аномальных магнитных полос столь впечатляюща, что они получили название магнитных линеаментов. Примеры их по разным океанам приводились ранее (см. рис. 64, 65, 82 и др.).

Центральная рифтовая магнитная аномалия в плане приурочена к рифтовой долине или, при отсутствии таковой, к оси поднятия, и представляет собой цепочку максимумов, окаймленных с обеих сторон минимумами. Общий уровень аномального поля и величина центральной аномалии в разных океанах

различна, но различие это не более чем в 4—5 раз: в Тихом и Атлантическом океанах достигает 1000 гамм, в Северном Ледовитом всего 200—400 гамм. Ширина аномалий также различна, но закономерна для определенных регионов: в Тихом и Атлантическом в среднем около 30—40 км, в Северном Ледовитом — около 22 км.

Расчетная намагниченность источников центральных аномалий над рифтовыми долинами указывает на основной или ультраосновной состав слагающих пород. Так, например, для центральной аномалии срединного Арктического хребта (хр. Гаккеля) расчетная намагниченность в среднем составляет $1,5 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС (Карасик и др., 1973).

Полосчатая структура аномалии го поля в отдельных местах хребтов нарушается, что выражается в замыкании или смещении аномальных контуров. Они приурочены к поперечно ориентированным по простиранию срединных хребтов элементам подводной топографии и к глубинным разломам земной коры, выраженным четкими сдвигами. Сдвиги имеют различные знаки, часть из них правосторонняя, часть левосторонняя, знак смещения, как правило, подчинен смене простирания оси хребта.

Крупные разломы характеризуются либо четкими горизонтальными смещениями аномалий на десятки и даже сотни километров — например разлом Мендосино в Тихом океане при одинаковой средней интенсивности (при этом «опознавание» смещенных участков по их подобию вполне удовлетворительное), либо небольшим различием в интенсивности и длине волны аномалий. В других случаях наблюдается изменение характера поля по разные стороны разлома или появляются самостоятельные линейные аномалии, ориентированные вдоль разлома. Разломы отчетливо выражаются в рельефе в виде уступов различной высоты или в виде асимметричных хребтов и желобов.

В отличие от характерного магнитного поля срединных хребтов, аномальное поле хребтов несрединного типа имеет иной характер и более соответствует структурам континентального, чем океанического типа. Примером может служить хребет Ломоносова в Северном Ледовитом океане (см. рис. 81). Аномалии над этим хребтом имеют среднеквадратическую амплитуду около 45 гамм и нечеткую меридиональную ориентировку. Это магнитное поле соответствует полям, наблюдаемым над районами развития слабomagнитных пород складчатого фундамента материков.

Глубоководные абиссальные части Мирового океана характеризуются аномальным полем двух типов. Абиссали, прилегающие к склонам срединных хребтов, имеют тоже упорядоченное поле регулярной структуры выдержанных простираний и ритмичного чередования знака аномалий, подобно описанным выше для хребтов. Такие аномальные полосы были впервые выявлены в Тихом океане Р. Мейсоном и А. Раффом в 1961 г., и в Северном Ледовитом океане в 1964 г. Р. М. Деменицкой и А. М. Карасиком; они ориентированы параллельно оси срединного хребта и материкового склона. Другие абиссали, не связанные со срединными хребтами, характеризуются менее закономерным расположением аномалий и более причудливой конфигурацией изолиний. Примером является аномальное магнитное поле абиссальной равнины к востоку от хребта Ломоносова в Северном Ледовитом океане — котловины Толля.

Гравитационные аномалии в редукции Буге над срединными океаническими хребтами, оставаясь положительными, имеют величину меньшую, чем в окружающих абиссалах, примерно пропорциональную амплитуде рельефа хребта. Что касается аномалий в свободном воздухе, то этот вопрос пока не решен однозначно. Пересечения Срединно-Атлантического хребта в районе

Азорских островов и на Восточно-Тихоокеанском поднятии показали слабо положительную аномалию, однако в других районах, например в районе между 10 и 20° с. ш. и 40 и 50° з. д. (Брукс и др., 1960), получены систематические отрицательные величины. Однако во всех случаях срединные хребты выделяются в гравитационном поле не только в редукции Буге, но и в свободном воздухе, и это свидетельствует о сложном, неравномерном в изостатическом смысле развитии этой системы (рис. 85).

В то же время гравитационные аномалии указывают на то, что в целом литосфера рифтовых океанических хребтов уравновешена, но не за счет утолщения коры, а за счет менее плотного самого верхнего слоя мантии. Локальные нарушения изостазии, как правило, приурочены к зонам трансформных разломов и отдельным особенностям рельефа; нарушения равновесия больше в зонах медленно раскрывающихся хребтов, хотя даже в этом случае изостатические аномалии не превышают первых десятков миллигалл.

Для определения структуры коры и глубинного строения зон срединных хребтов применяется совместный анализ комплекса различных геофизических, чаще всего сейсмических магнитометрических и гравитационных данных. Как правило, эти данные хорошо согласуются между собой и дополняют друг друга, но в отдельных случаях оказалось необходимым предусматривать различные варианты возможного глубинного строения.

Так, Тальвани, Хизен и Ворцель приводят три гипотетических разреза земной коры в центральной части Срединно-Атлантического хребта, которые охватывают весь диапазон геологических возможностей в пределах ограничений, накладываемых гравитационными и сейсмическими данными (рис. 86). Авторы пришли к выводу, что гравитационная аномалия не могла быть вызвана массой, находящейся глубоко внутри мантии, и значит, нижняя граница слоя со скоростью 7,5 км/с не может залегать глубже 25—30 км. Этому мнению сейчас придерживается большинство исследователей.

Интересно отметить, что разрез третьего типа (случай III), предполагающий наличие интрузии пород пониженной плотности в осевой части хребта, может объяснить (Worzel, 1966) магнитную аномалию в рифтовой зоне и, в частности, ее прерывистость. В том случае если интрузия сложена магнитными породами и ее верхняя часть находится выше изотермы Кюри, аномалия проявляется, в противном случае — нет.

Наибольшие разногласия между сейсмическими и гравитационными данными возникают на крыльях хребта за счет того обстоятельства, что слой воды по направлению к гребню хребта уменьшается, а толщина коры (по сейсмическим данным) остается неизменной или, возможно, несколько уменьшается (Talwani et al., 1965). Это заставляет предполагать увеличение избыточных масс к оси хребта и связанное с ним усиление гравитационного эффекта, что противоречит наблюдениям. Отрицательный эффект за счет относительного увеличения мощности слоя «фундамента» с низкой плотностью не может обеспечить достаточной компенсации положительного эффекта. Удовлетворительное объяснение такого характера поля может быть дано лишь в предположении, что слой аномальной мантии со скоростью 7,5 км/с присутствует на крыльях хребта, но, будучи перекрыт слоем нормальной мантии, не отмечен сейсмическими исследованиями. Следует иметь в виду, что на этих разрезах, для упрощения вычислений, границы между нормальной и аномальной мантией предполагаются резкими, а сами слои внутри этих границ — однородными.

Дрейк, Нейф и их соавторы, рассматривая строение коры на Восточно-Тихоокеанском поднятии (см. рис. 34) и в северной части Срединно-Атланти-

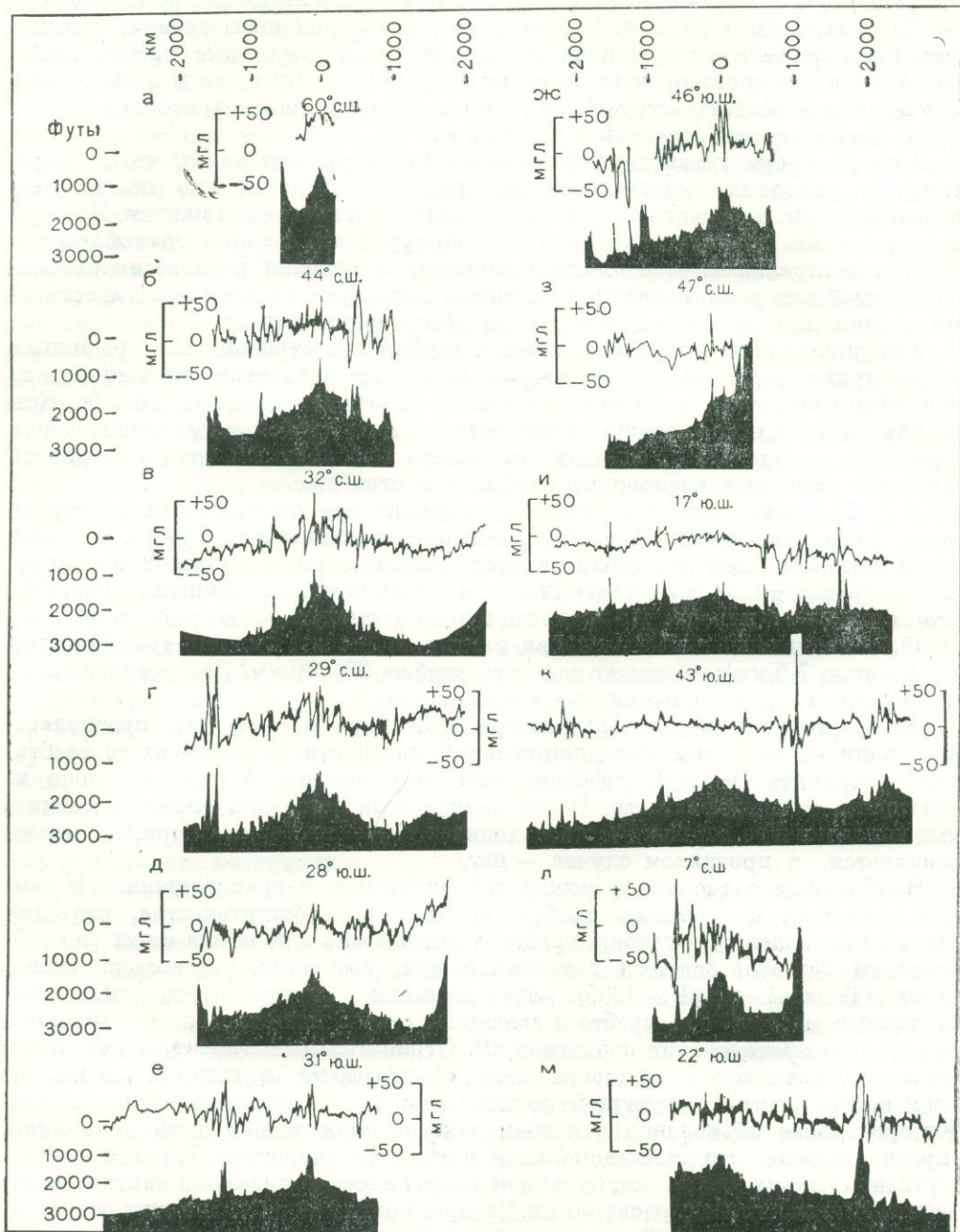


Рис. 85. Профили рельефа и аномалии в свободном воздухе (мгл) различных срединных хребтов (Taiwan, 1970)

а — хребт Рекиянес; б—ж — Срединно-Атлантический хребт; з — хребт Хуан де Фука; и, к — Восточно-Тихоокеанский хребт; л — хребт Карлсберг; м — Срединно-Индийский (Найттист) хребт

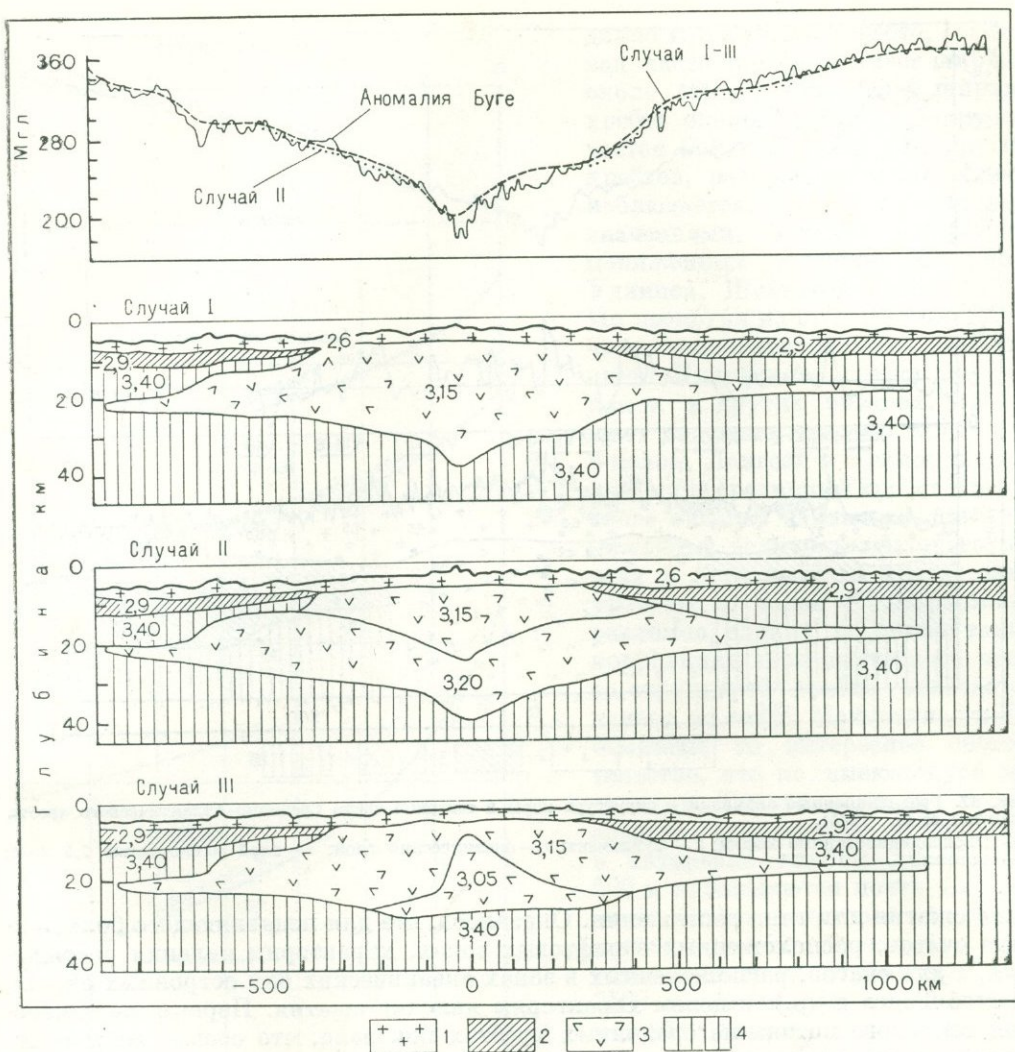


Рис. 86. Возможные модели коры северной части Срединно-Атлантического хребта (Talwani et al., 1965). 1 — фундамент; 2 — океанический слой; 3 — видоизмененная мантия; 4 — мантия

ческого хребта (рис. 87), установили, что сейсмическая структура коры на одинаковых глубинах одинакова, что мощность коры на хребте по направлению к его гребню не увеличивается с уменьшением глубины океана, как это имеет место для других геоморфологических структур, а наоборот. Последующие сейсмические исследования подтвердили это предположение и позволили предложить модель коры, приведенную на рис. 88. В сущности далее это обстоятельство легло в основу идеи роста новой коры из рифтовых зон за счет поступления материала свежей мантии.

Существенным фактором в решении этого вопроса явилось исследование фокальных зон, которое показало, что для большого числа землетрясений могут быть определены модели подкорковых движений — выявлены напряжения

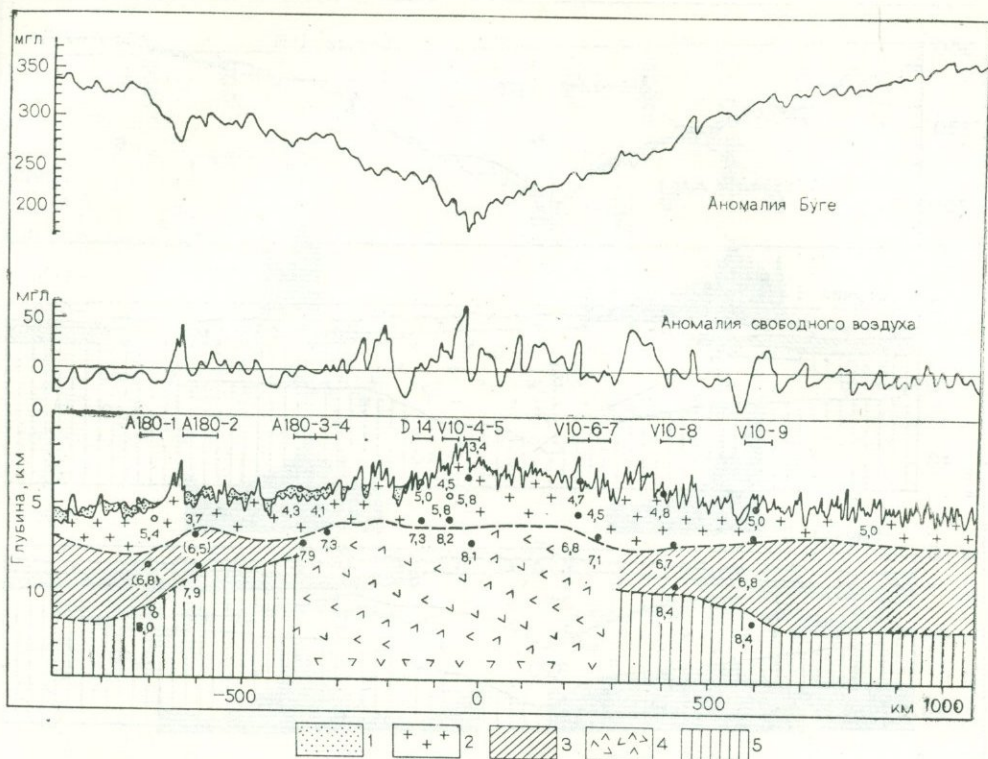


Рис. 87. Гравитационные аномалии и структура коры в северной части Срединно-Атлантического хребта (Talwani et al., 1965).

1 — неконсолидированные осадки; 2 — фундамент; 3 — океанический слой; 4 — слой со скоростью 7,5 км/с; 5 — мантия

типа сжатия или типа растяжения. Оказалось, что для подавляющего большинства очагов, расположенных в рифтовых зонах, характерны явления растяжения, а для очагов, расположенных в зонах океанических или островных окраин (желоб Тонга и др.), в целом характерны явления сжатия. Первые же измерения теплового потока на срединных хребтах показали, что осевые зоны отличаются высокими значениями теплового потока, в то время как склоны поднятий характеризуются низкими значениями. Однако это только главная, основная закономерность, на фоне которой наблюдается большая пестрота значений, а в некоторых случаях установлена своеобразная асимметрия значений теплового потока по разные стороны сводов. На рис. 62 была приведена карта значений теплового потока на Восточно-Тихоокеанском поднятии, а на рис. 32 приводился профиль, пример которого является в настоящее время классическим. Как можно видеть, график тепловых потоков только в грубой форме повторяет рельеф дна. Б. Хизен в 1963 г. отмечал, что тепловой поток в западной части поднятий, как правило, выше, чем в восточной, а в сводах порой в шесть раз превышает среднее для Земли значение.

Для Срединно-Атлантического хребта характерно, что почти все высокие значения теплового потока ограничены зоной шириной 200 км (при общей ширине хребта 1600 км), причем более половины измеренных значений показали величины, превышающие более чем в два раза нормальный фон. Для Сре-

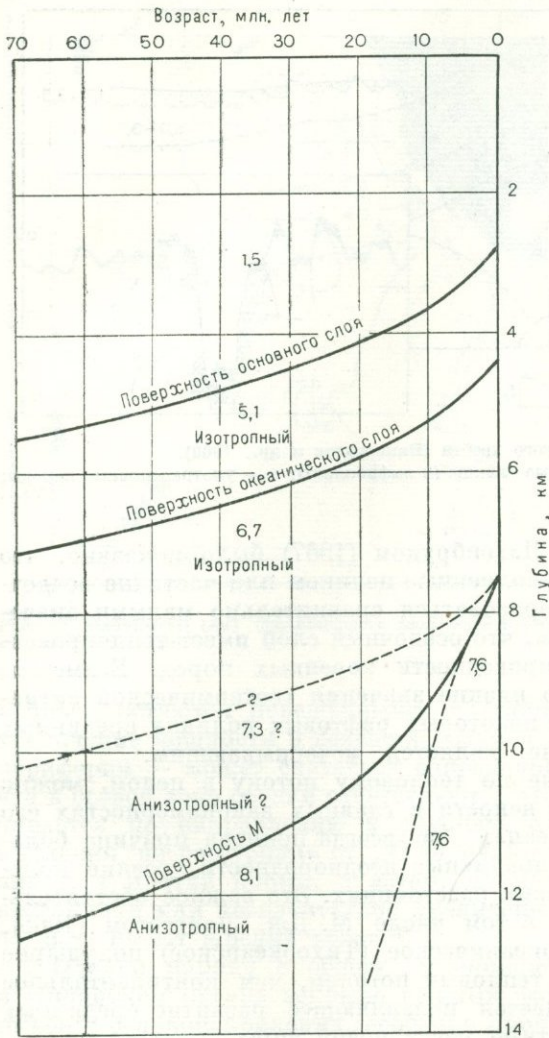


Рис. 88. Гипотетический сейсмический разрез коры океанического типа для срединного хребта с большой скоростью разрастания (Ле Пиншон, Франшо и др., 1973)

(Foster, 1962) и Пуэрто-Рико (Gerard, Langseth, Ewing, 1962), не были обнаружены anomalно низкие значения и до конца закономерность распределения глубинного тепла для желобов неясна, но, по-видимому, в основном желоба характеризуются пониженным тепловым потоком.

На основании измерений последних лет в пределах переходных зон тихоокеанского типа было сделано заключение, что значения теплового потока в районах развития внешнего хребта уменьшаются на океанической стороне желоба, падают до минимума в центральной зоне и на материковой стороне последнего, а затем повышаются непосредственно на островной гряде. Величины потока являются равномерно высокими на акваториях глубоководных

динно-Индийского хребта, сводовая часть которого имеет ширину около 100 км при общей ширине хребта около 1000 км, обнаруживается больший, чем для других хребтов, разброс значений. Здесь наблюдается, наряду с высокими значениями, большое количество пониженных величин (Смирнов, Удинцев, Шехватов и др., 1972). Но несмотря на это, средняя величина теплового потока для Срединно-Индийского хребта так же, как и в других океанах, превышает значение, среднее для Земли в целом. Лангсет и Тейлор, исследовавшие срединный хребет Индийского океана, заключили, что пониженные величины теплового потока в осевой части хребта приурочены к зонам трансформных разломов, однако, вероятно, такая корреляция геотермического поля со структурой хребта отмечается далеко не везде. Макдональд и Ли отмечают то интересное обстоятельство, что по имеющемуся материалу Тихого океана можно сделать заключение о том, что в интервале глубин дна 3000—500 м наблюдаются почти все значения теплового потока, в то время как экстремальные величины относятся только к глубинам 2500—3500 м. Anomalно низкие значения обнаружены в желобах Акапулько и Перу-Чилийском (Южноамериканском). Однако в других желобах как Тихого, так и Атлантического океанов, например Японском (Ueda, 1962), Алеутском

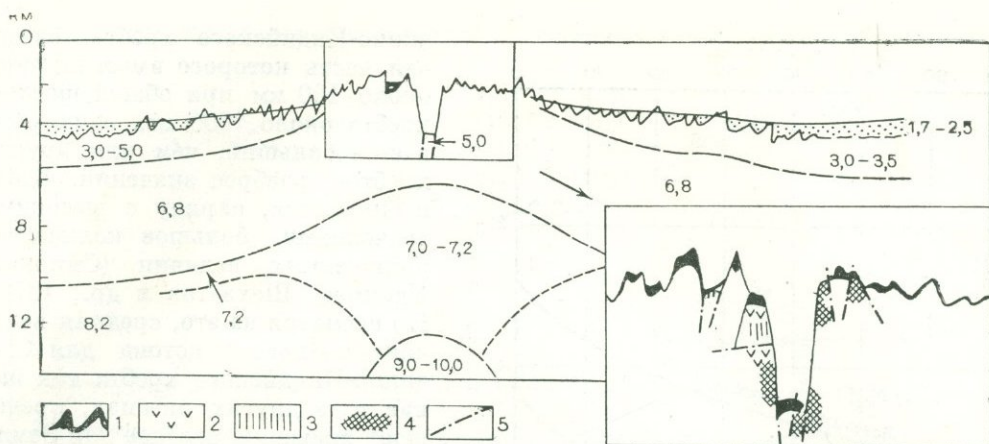


Рис. 89. Обобщенный разрез срединно-океанического хребта (Виноградов и др., 1969).
 1 — базальты; 2 — габбро и долериты; 3 — зеленые сланцы (и амфиболит?); 4 — ультраосновные породы;
 5 — линии разломов

котловин окраинных морей. Ранее Лавенбруком (1967) было показано, что понижения в рельефе фундамента, заполненные целиком или частично осадочными образованиями, могут характеризоваться сравнительно малыми значениями теплового потока в связи с тем, что осадочный слой имеет теплопроводность не более одной трети теплопроводности коренных пород. Возможно с этим эффектом связаны аномально низкие значения геотермической активности в глубоководных желобах и в некоторых рифтовых долинах срединных хребтов. Однако это объяснение не является исчерпывающим.

Рассматривая имеющиеся данные по тепловому потоку в целом, можно отметить, что, наряду с появлением ясности в главных закономерностях его распределения на континентах и океанах, не всегда понятна причина большой пестроты величин и большие локальные неоднородности, резкие колебания (до 100% величины) на близких расстояниях. Это важное обстоятельство отмечалось многими авторами, в том числе М. Дж. Лангсетом (1965). В целом, как мы уже упоминали, океаническое (Тихоокеанское) полушарие отличается несколько более высоким тепловым потоком, чем континентальное полушарие, и именно здесь наблюдается подавляющее развитие срединных хребтов, причем с большими скоростями роста новой коры.

Таким образом, исследования теплового потока на срединных хребтах, принципиальное значение которых трудно переоценить для исследования проблем динамики земной поверхности, привели к выводу, что одновременное присутствие в зонах хребтов высоких и низких значений является установленным фактом, при несомненном, преобладающем значении высоких.

Современные представления о срединных хребтах, как структурах новообразованной коры делают первостепенно важными не только исследования глубинного строения этих зон, но и исследования коренных пород, слагающих дно рифтовой долины, стены и гребневые горы и поперечные разломы (трансформные). На рис. 89 приведен разрез, иллюстрирующий глубинное строение и главные породы, обнаруженные при помощи драгировок на хребтах. Как видно, центральная часть хребта имеет мозаичное строение и состоит из блоков гипербазитов с интрузиями габбро, перекрытых базальтами. Принципиально важным, как отмечают авторы (Виноградов А. П. и др., 1969 г.), является отно-

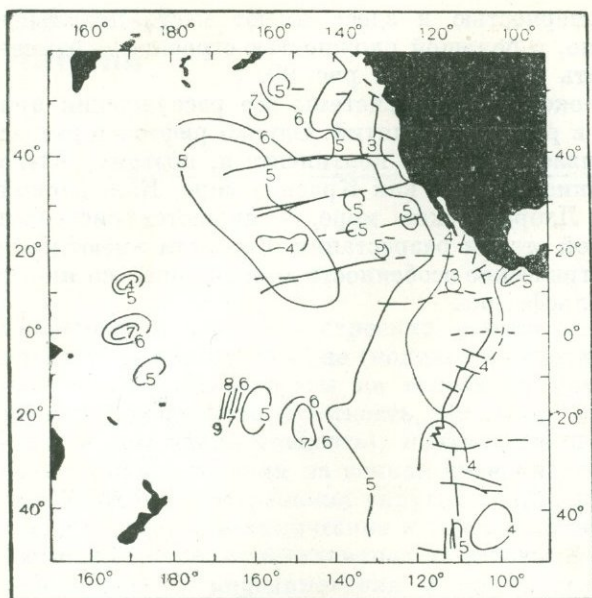


Рис. 90. Изопахиты (км) океанического слоя коры в Тихом океане (Shor, 1970)

вопросы остаются нерешенными, но главный вывод, который получен, — это увеличение мощности и возраста осадков по направлению от оси хребта к его периферии — может считаться однозначным. Общая закономерность такова, что в осевой зоне осадки отсутствуют, затем их мощность постепенно увеличивается по направлению к склонам, в соответствии со скоростью осадконакопления, на расстоянии от 100 до 400 км от оси мощность неожиданно увеличивается против нормы, а затем, по мере удаления от оси, остается почти постоянной или незначительно увеличенной. Самые древние из обнаруженных осадков имеют юрский возраст.

Однако наряду с общей закономерностью структуры осадков, бурение в Индийском океане вскрыло важный факт широкого распространения перерывов в осадконакоплении, особенно проявившихся в позднемиоценовых и раннетретичных отложениях. Эти перерывы, как предполагают авторы, могут быть следствием существования в этом районе в эоцене интенсивных циркумполярных течений, возникших при разделении литосферных плит Австралии и Антарктики*. Неравномерное распределение осадков неоднократно отмечалось для Тихого океана, и причина его рассматривалась с позиций активного фактора и объяснялась активностью современных экваториальных течений. Намечается определенная закономерность в изменении мощности океанического слоя в зависимости от расстояния до оси хребта, что иллюстрировалось рис. 88,

сительно простой и постоянный ряд входящих в него пород. В большинстве развиты недифференцированные основные породы, преимущественно толеитового состава (базальты, габбро, долериты), с возрастом, как правило, не древнее четвертичного, и два типа ультраосновных пород; серпентинизированные лерцолиты и гарцбургиты. Подчиненную роль играют продукты постмагматического изменения.

Изучение структуры земной коры сейсмическими методами, а главное, результаты глубоководного бурения в различных океанических районах, в том числе систематическое разбуривание по профилям, пересекающим срединные хребты, позволило составить представление о характере осадков в океане. Конечно, еще многие и многие

* Мы упомянули здесь об этом несколько опередив рассуждения о тектонике плит, чтобы показать, насколько могут косвенные данные — факт перерыва в осадконакоплении — свидетельствовать в пользу основной концепции.

однако наряду с общей закономерностью и здесь имеют место локальные изменения, связанные, естественно, с большой сложностью строения океанического дна, что можно подтвердить примером на рис. 90.

При рассмотрении срединно-океанической системы все рассуждения приводились для резко выраженных в рельефе поднятий. Однако рифтовое разрастание начинается (или заканчивается) и на континенте и, поэтому, следовало бы упомянуть о том, что такие районы, как Красное море, Калифорнийский залив, Бискайский залив, Лабрадорское море, — являются системами в начальной или приостановленной стадии разрастания; при этом имеют место многие приведенные выше параметрические особенности земной коры, но иногда без характерного поднятия в рельефе дна.

СТРОЕНИЕ МАНТИИ

Современные данные о строении мантии можно подразделить на следующие группы: 1) геометрические (количество границ раздела и их глубины), получаемые главным образом на основании изучения распространения упругих волн; 2) физические (плотность, давление, электропроводность, упругие свойства, в том числе вязкость), получаемые расчетным путем из наблюдаемого гравитационного поля на земной поверхности, траекторий полетов спутников, скоростей распространения упругих волн, спектра электромагнитных вариаций и т. д.; 3) физико-химические и термодинамические характеристики, петрографический состав, кристалличность, фазовое состояние, получаемые на основании лабораторного моделирования и путем теоретических расчетов; 4) динамические, получаемые путем анализа геолого-геофизических данных (наблюденого аномального геомагнитного поля, изучения возраста осадков, палеомагнитных исследований, дегляциации и др.) и теоретических расчетов; 5) геологические, получаемые путем изучения образцов из рифтовых зон срединных океанических хребтов и некоторых выходов гипербазитов на поверхности материков.

Мантия, или оболочка, лежит под корой, простираясь от поверхности М до глубины 2900 км, т. е. до границы ядра. Как указывает А. П. Виноградов, общая поверхность мантии (без учета рельефа и возможных, больших по площади, областей нечеткой границы между корой и мантией) составляет около $5,1 \cdot 10^8$ км², а масса вещества приблизительно $4 \cdot 10^{27}$ г. Наиболее общепринятой моделью мантии до сего времени была модель Буллена с разделением ее на слои В, С, D (или D^I и D^{II}). Первые два слоя относятся к верхней мантии, последний — к нижней. Существует несколько иных моделей и все они достаточно спорны. Так, например, имеется разногласие даже относительно глубины границы между областями В и С: по Гутенбергу, эта граница расположена на глубине 200 км, по Буллену — на глубине 400 км. По-видимому, причиной этих разногласий является сложное, многослойное строение мантии, а также вертикальная и горизонтальная неоднородность указанных слоев, разнородность их состава в различных регионах, блоковая локализация отдельных параметров и многое другое, что начинает выясняться в результате исследований последних лет. Вероятно, в ближайшее время будут предложены более обоснованные модели оболочки, удовлетворяющие новым данным. Возможно, они окажутся существенно различными для материкового и океанического блоков Земли.

Одной из важнейших проблем, связанных с вопросами строения и развития верхней мантии и земной коры, является проблема природы поверхности М, т. е. сейсмической границы раздела кора — мантия, которая до сего времени не только не истолковывается однозначно, но приобрела еще большую проблематичность.

По гипотезе Ловеринга (Lovering, 1958) и Кеннеди (Kennedy, 1959) граница М является границей фазового перехода базальт — эклогит, в связи с чем изменение температуры вызывает перемещение вверх или вниз поверхности М.

По С. И. Субботину (1964), наиболее вероятными причинами, приводящими к сжатию и расширению подкорового вещества, могут быть фазовые, полиморфные, электронные превращения и химические реакции в веществе подкоровой зоны.

А. П. Виноградов на основании лабораторных экспериментов показал, что базальтическая оболочка Земли в пределах коры образуется вследствие зонного выплавления базальтового вещества из мантии и ее дегазации.

По Рингвуду (Ringwood, 1962), верхняя мантия непосредственно под поверхностью М сложена перидотитом и дунитом, ниже переходящими в «пиролит», состоящий из смеси одной части базальта и четырех частей дунита. «Пиролит» в мантии предполагается в нескольких фазах в зависимости от давления, от плагиоклазовой через пироксеновую до гранатовой. Л. Д. Дмитриев предлагает для океанической мантии пердолитовую модель.

По Уайлу (Willie, 1963), граница фазового перехода совпадает с поверхностью М только под континентами (переход базальт — эклогит). Под океанами такой фазовый переход расположен намного ниже границы М, и нижней границей коры в океанических районах является химическая граница базальт — перидотит, в то время как в континентальных она опускается на значительную глубину, отделяя эклогит верхней мантии от нижележащего перидотита. В этом варианте, в областях коры переходного типа пересекаются химическая и фазовая границы. Уайл предполагает, что наличие области пересечения границ вводит существенный дополнительный фактор, активизирующий процессы в коре.

Буллард (1959) и Кинг (1962) обращают внимание на то, что давление и температура на глубине 6 км под океанами несомненно отличается от таковых на глубине 35 км под континентами. Но так как сейсмические скорости одинаковы, то граница М, по мнению этих авторов, скорее является границей изменения пород по минералогическому составу, чем по физическому состоянию.

В. М. Стишов (1962) соглашается, что граница М имеет различный характер в океанических и континентальных районах. Под океанами она представляет собой границу химическую, отделяющую основные породы коры от ультраосновных пород мантии, а под континентами она является границей раздела фаз, имеющих одинаковый химический состав, но находящихся в различном физическом состоянии.

По мнению К. Кука (Cook, 1962), в тектонически устойчивых континентальных и океанических районах граница М представляет собой границу между породами разной плотности и скорости (базальтом или габбро и эклогитом). Здесь граница резкая, так как две фазы, вероятно, достигли равновесия с окружающими их условиями температуры и давления. В тектонически активных регионах как континентальных, так и океанических, по мнению Кука, граница М представляет собой зону фазового перехода из эклогита в базальт (или габбро) или обратно, и слой «смеси коры и мантии» со скоростью 7,5 км/с, вероятно, является этой зоной.

С. М. Григорьев (1964) выдвигает гипотезу о совпадении поверхности М с поверхностью критической изотермы, т. е. изолинии с $t = 374^\circ \text{C}$ при 225 атм, когда вся вода без кипения превращается в пар. Поверхность М в этом случае должна проходить на глубине около 15 км (в действительности под матери-

ками она расположена на глубине 30 км, а под океанами — на глубине 7—8 км).

С. В. Москалева (1967) предполагает, что на континентах поверхность М— это граница, отделяющая область метаморфизма (серпентинизация, габброизация) гипербазитов от нижележащих областей (мантия), где такие процессы невозможны ввиду отсутствия воды как химического соединения.

Фогт и его соавторы * (1969) полагают, что вся граница М имеет «срединно-океаническое происхождение» и что, следовательно, базальтовый слой на континентах содержит реликты древней океанической коры, длительное время несущей груз осадков, претерпевшей складчатость и метаморфизм и превратившейся в континентальную кору.

Хоувелл (Howell, 1961) отмечает, что если граница М существует благодаря фазовому изменению и в то же время удовлетворяет изостазии, то ее глубина должна изменяться в зависимости от температуры на поверхности М.

В. В. Белоусов (1965) показывает, что под континентами происходит инконгруэнтное выплавление базальта из перидотита, слагающего верхнюю мантию. «Что касается слоя со скоростями сейсмических волн 7,4—7,7 км/с, то Кук считает его смесью материала коры и мантии. По Берчу (Birch, 1960—1961), при давлениях 6—10 кбар, с учетом влияния температуры, сейсмические скорости в эклогите в среднем равны (по экспериментальным данным) 7,4 км/с. Если это так, то этот слой можно считать слоем эклогита, образовавшимся в результате застывания в подошве коры базальтовых тел (астенолитов), поднявшихся из мантии. Если же считать, что эклогит должен характеризоваться сейсмической скоростью, близкой к 8,0 км/с, то «слой Кука» может представлять собой продолжение вниз слоя дегранитизации с включенными в него внедрениями и пакетами эклогита» (Белоусов, 1965).

Приведенные выше данные позволяют в общих чертах представить особенности строения верхней стокилометровой зоны Земли.

В настоящее время, когда все больший накал приобретает полемика между сторонниками фиксизма и мобилизма, когда приводятся доводы, свидетельствующие о коренном различии земной коры и мантии континентов и океанов по составу и возрасту, когда возникает все больше сомнений в правильности трактовки сейсмических слоев земной коры как границ уверенно разделяющих граниты и базальты — анализ обобщенных сейсмических разрезов, проведенный нами в 1958—1967 гг., казалось бы, потерял свой смысл, и составление глубинных карт, приведенных в I издании книги (1967), не может удовлетворить исследователя, намеренного изучать закономерности строения глубин Земли. Однако, поразмыслив, мы пришли к выводу, что даже исходя из мобилистических концепций такие гипотетико-фактические данные о геометрии отдельных слоев в верхней части литосферы представляют интерес, но при этом следует помнить, что они несут геометрическую и параметрическую информацию, и их трансформация в геологические карты может быть неоднозначной и еще сохраняет элемент неопределенности.

Таким образом, главные закономерности строения верхней части литосферы могут быть выявлены из рассмотрения карт-срезов, построенных по методу «глубинного картирования» (Деменицкая, 1961) для глубин 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70 и 80 км. При первом, даже беглом просмотре этих карт видно существенное различие в строении литосферы на разных глубинах.

* См. сб. «Земная кора и верхняя мантия». М., «Мир», 1972, с. 520.

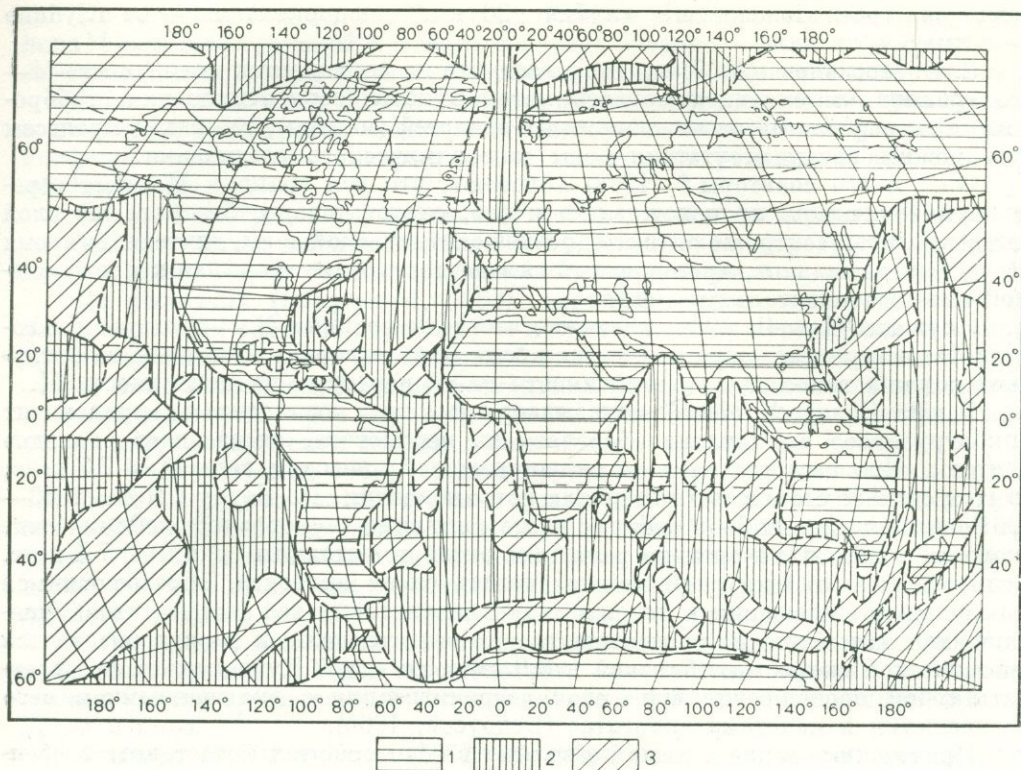


Рис. 91. Схематическая карта строения тектоносферы на глубине 10 км (Деменцкая, 1958).
 1 — «гранит»; 2 — «базальт»; 3 — «гипербазит». Для рис. 92—98 — те же условные обозначения

На глубине 10 км (рис. 91) в северном полушарии значительно преобладают «граниты», а в южном — «базальты» и «гипербазиты». «Граниты» почти непрерывным кольцом шириной 1500—2000 км охватывают земной шар. На широте 60—80° с. ш. от этого кольца на юг отходят три ответвления, приблизительно соответствующие площадям, занимаемым материками — Америкой, Африкой, Южной Азией с Малайским архипелагом и Австралией. Характерно, что единый «гранитный» цоколь островов Малайского архипелага объединяет Азиатский и Австралийский материки; возможно, что на параллели 10° ю. ш. существует раскол в этом цоколе, идущий в широтном направлении. Возможно, что в «гранитном» комплексе существует связь между Америкой и Антарктидой и между Антарктидой и Новой Зеландией, что с позиций тектоники плит должно получить иное объяснение.

На этой глубине, преимущественно в южном полушарии, наблюдается чередование «базальтов» и пород мантии. «Базальты» занимают заметно большую территорию, чем подкорковые породы, однако последние все же расположены на значительной части площади.

На глубине 20 км (рис. 92) «гранитное» кольцо в северном полушарии почти нацело заменяется «базальтовым»; «гранитные» массы располагаются теперь южнее, преимущественно в экваториальной части. Огромные территории материков включают лишь отдельные пятна «гранитов», разделенные

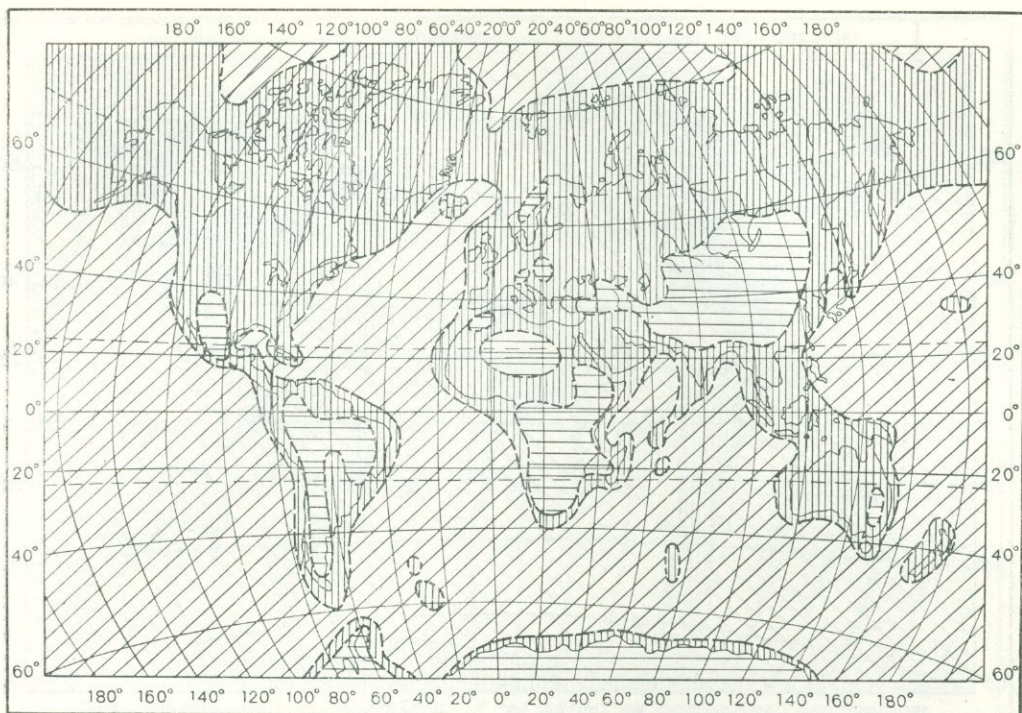


Рис. 92. Схематическая карта строения тектоносферы на глубине 20 км (Деменицкая, 1958)

обширными участками «базальтовых» пород. В то же время резко изменяется строение океанических областей. Они приобретают более простое строение.

Таким образом, если на глубине 10 км материковые области характеризовались однообразием геологического строения, в противоположность океаническим областям, то на глубине 20 км наблюдается обратное явление — материковым областям соответствует перемежаемость «гранитных» и «базальтовых» пород, а океанические области представлены, по-видимому, однообразным мантийным комплексом с единичными и очень незначительными по площади пятнами «базальта».

Нужно обратить внимание на то, что вопреки ожиданиям «граниты» на глубине 20 км исчезают в северной части земного шара (т. е. там, где на меньшей глубине они представляли сплошное кольцо) и остаются в экваториальной зоне, несмотря на то что на глубине 10 км они были разобщены и занимали значительно меньшую площадь, чем на севере. Северные области материков на глубине 20 км становятся еще более четко очерченными, чем ранее; на этой глубине породы океанического полушария почти целиком состоят из материала мантии, а материкового — из «базальтов» и «гранитов».

На глубине 30 км (рис. 93) строение литосферы еще более упрощается. За исключением небольших участков, занятых «гранитами» на юге Азии и юге Западной Европы, на этой глубине имеет место, по-видимому, двучленное строение, представленное в основном «базальтами» и мантийным материалом. «Базальты» занимают всю площадь, соответствующую материкам, и их граница довольно согласно следует современным очертаниям материков с прилегающими

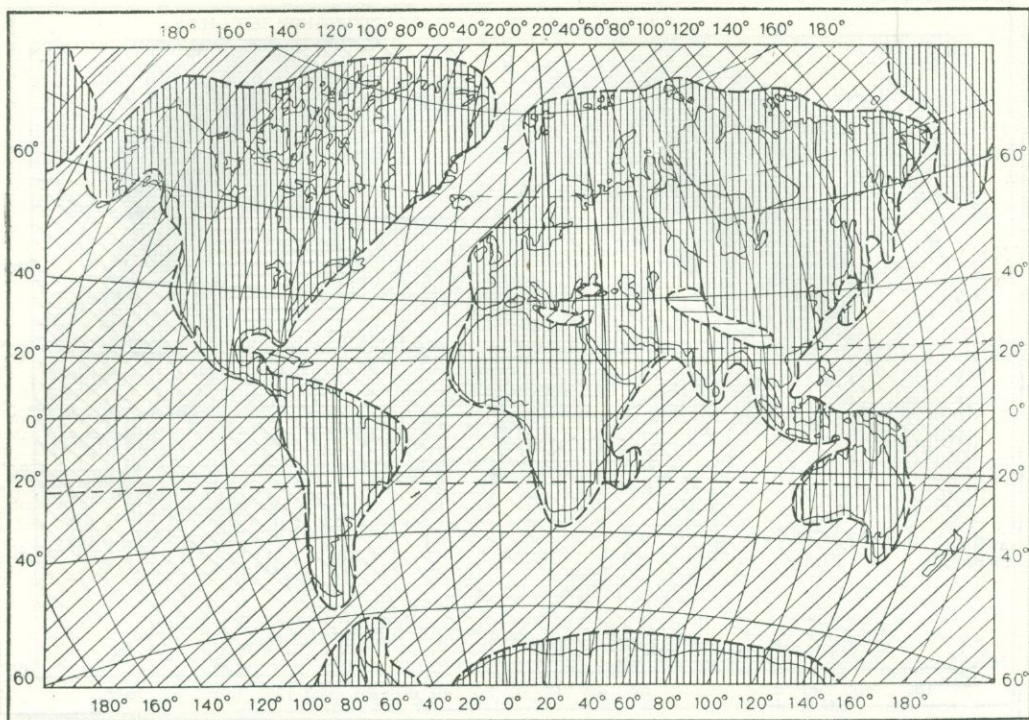


Рис. 93. Схематическая карта строения тектоносферы на глубине 30 км (Деменицкая, 1958)

архипелагами. Лишь на крайнем севере Америки и Евразии граница распространения «базальтовых» пород выходит далеко за пределы материка и проходит по краю материкового склона. «Базальтовое» кольцо на севере разрывается. Материки на картах становятся совершенно разобщенными, все океанические области представлены породами мантии. Вместе с тем снова нарушается однообразие строения материковых областей: в центральной части площади, занятой «базальтовым» комплексом, в восточном полушарии, на площади, приблизительно соответствующей Средиземному и Черному морям, появляются породы мантии. На площадях, соответствующих материкам, на этой глубине также появляются «выходы» пород мантии в виде отдельных пятен. Так, например, по данным сейсмических исследований, в Туркмении и на плато к северу от Французских Альп на **глубине 30 км** установлено наличие поверхности М.

Таким образом, на глубине 30 км породы **мантии** начинают приобретать доминирующее значение: они занимают около 70% площади земного шара, оставляя на долю «базальта» всего лишь 30%. По полушариям разделение еще более резкое: в северном полушарии мантийный материал занимает около 60%, «базальт» около 40%; в южном — соответственно 80 и 20% площади земного шара. Породы «гранитного» типа на этой глубине занимают совсем ничтожную площадь.

Следует обратить внимание на то, что до глубины 30 км кора, имея различную толщину, все же представляет собой непрерывный покров на большей части земного шара. На глубине 30 км сплошность этого покрова нарушена

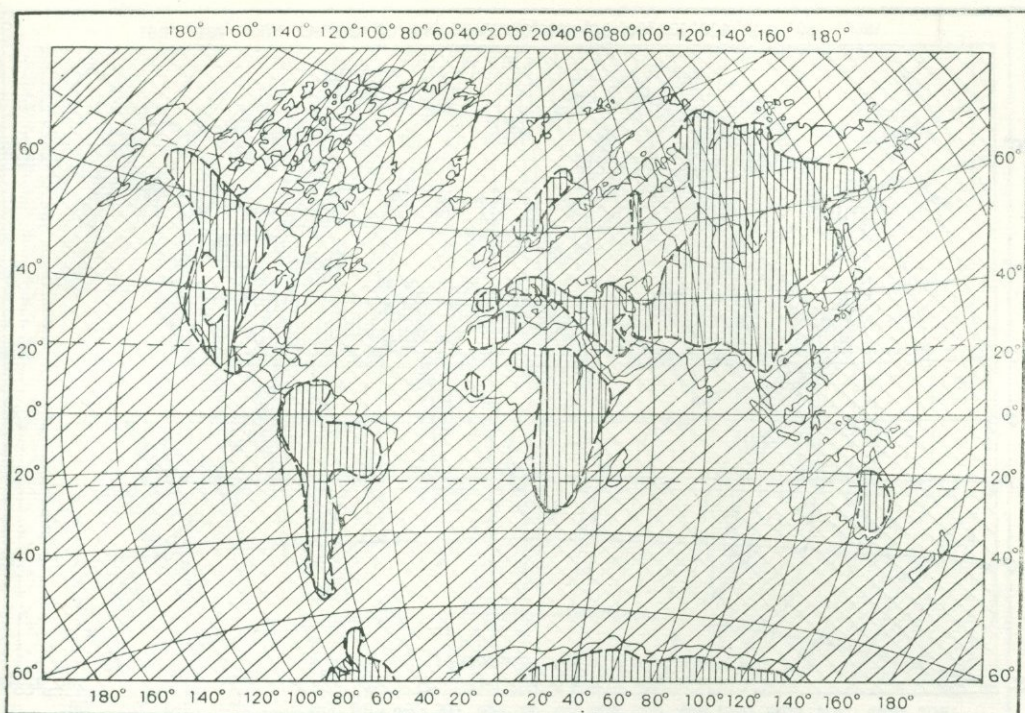


Рис. 94. Схематическая карта строения тектоносферы на глубине 40 км (Деменция, 1958)

и кора образует только отдельные огромные «острова» или «корни» в породах мантии.

На глубине 40 км (рис. 94) строение литосферы снова усложнилось. Правда здесь полностью сохраняется двучленное строение, если не выделять слой «эклогита» (или точнее, слой со скоростью 7,5 км/с). Строение океанических областей не изменилось, здесь по-прежнему господствует мантийный материал но материковые области существенно преобразились: очертания их стали неузнаваемы; на многих участках, занимаемых на поверхности платформами, появились породы мантии, а «базальт» стал располагаться в виде отдельных пятен, хотя еще весьма значительных по площади. Он приурочен главным образом к горным системам. На других площадях все большее доминирующее значение приобретают породы мантии.

На глубине 40 км в комплексе коры связь между Северной и Южной Америкой нарушается. Наиболее сложное геологическое строение земного шара на этих глубинах имеет место в экваториальном поясе.

Строение на глубине 50 км вновь резко упростилось (рис. 95): значительная часть площади занята породами мантии и лишь в двух участках располагаются «базальты». Для этой глубины существенно, что «базальтовые» породы распространены по двум взаимно перпендикулярным направлениям: субмеридиональному в западном полушарии и субширотному в восточном (если не считать, что возможно наличие еще двух, сравнительно небольших, участков, занятых «базальтами», соответствующих Абиссинскому нагорью и Австралийским Кордильерам, которые имеют также меридиональное простиране).

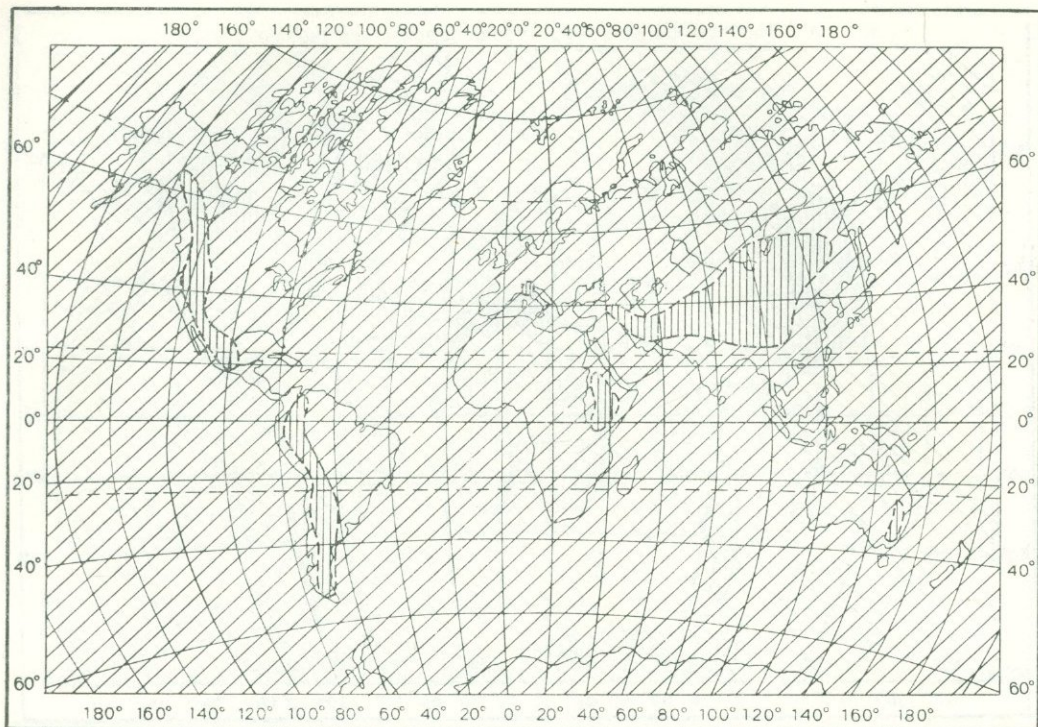


Рис. 95. Схематическая карта строения тектоносферы на глубине 50 км (Деменицкая, 1958)

На глубине 60 км (рис. 96) сплошное поле мантийных пород нарушено включением «базальтов» лишь в трех очень небольших по площади участках, расположенных в экваториальной зоне, простирающихся по-прежнему сохраняют тенденцию к субширотному в восточном и субмеридиональному в западном полушариях. Таким образом, здесь в строении мантии уже отражено существование наибольших по высоте и наиболее молодых по возрасту горных систем земного шара.

Не случайным, вероятно, является то обстоятельство, что литосфера в настоящее время имеет наиболее глубокое геологическое расслоение в субэкваториальном поясе.

На глубине 70 км (рис. 97) тектоносфера имеет вполне однообразное гипербазитовое (мантийное) строение. Здесь только на двух участках на юге Азии и, возможно, в Южной Америке существуют наибольшие включения «базальтовых» («эклогитовых») пород.

И, наконец, на глубине 80 км (рис. 98) повсеместно распространены породы мантии. Дифференциация литосферы, доступная изучению современными методами, в отдельных случаях была зарегистрирована ниже поверхности М, но этих фактов недостаточно для нанесения на карту и тем более для каких-либо обобщений.

Вместе с тем следует обратить внимание на то, что некоторые части литосферы, особенно в океанических областях, на глубинах, начиная с 50 км, могут быть представлены «астеносферным» состоянием мантийного веще-

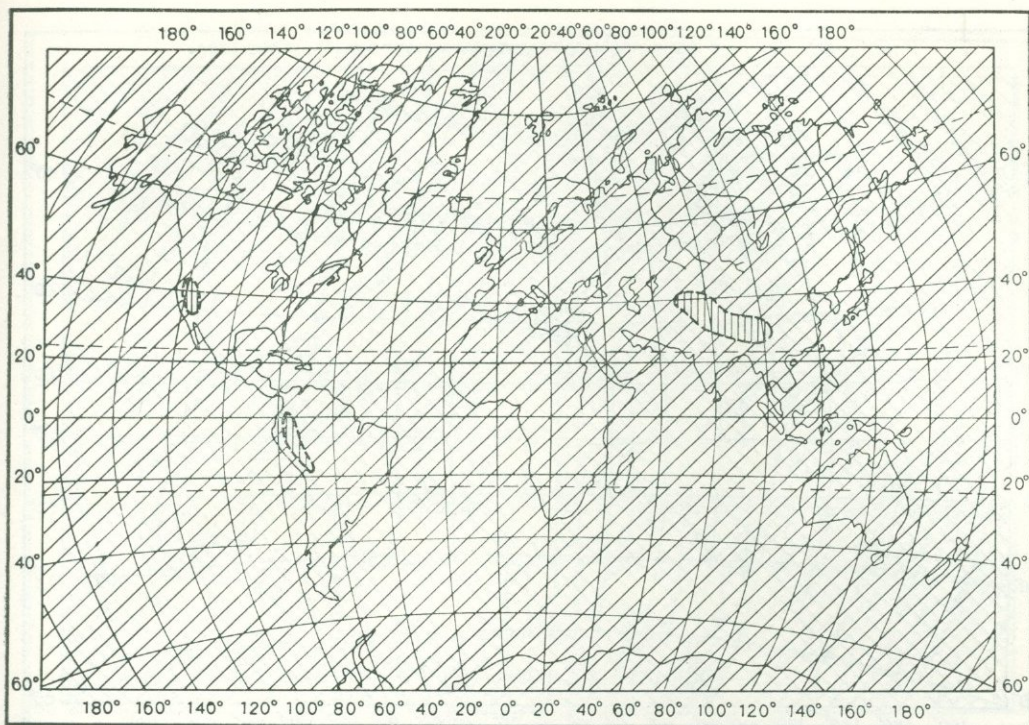


Рис. 96. Схематическая карта строения тектоносферы на глубине 60 км (Деменницкая, 1958)

ства, а для Индийского океана даже вероятно на меньших глубинах, возможно 20 км.

Приведенные данные наглядно показывают, что литосфера является неоднородной как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Возможная петрологическая неоднородность литосферы рассматривалась многими геологами, и, в частности, Х. Куно.

Латеральная неоднородность литосферы, естественно, должна приводить к различной реакции на воздействия, вызванные как внешними силами, так и процессами, происходящими внутри Земли. Так, например, в ее кристаллической части (выше слоев астеносферы) под влиянием сил вращения должны возникать различные напряжения, зависящие от физических свойств различных участков; особенно заметно должна сказываться дифференциация напряжений в местах сопряжения таких разнородных участков.

Главные элементы архитектуры верхней мантии и основные физические параметры на ее поверхности. Метод осредненных графиков, позволяющий составить генерализованную карту толщины коры для всей планеты (Деменницкая, 1960), был положен в основу изучения верхних частей мантии. Действительно, такая карта в обращенном виде представляет собой карту рельефа мантии.

Используя общеизвестные формулы, были приближенно определены температура и давление на поверхности мантии. Значения граничных скоростей по сейсмическим данным показывают неоднородность поверхности мантии, а ана-

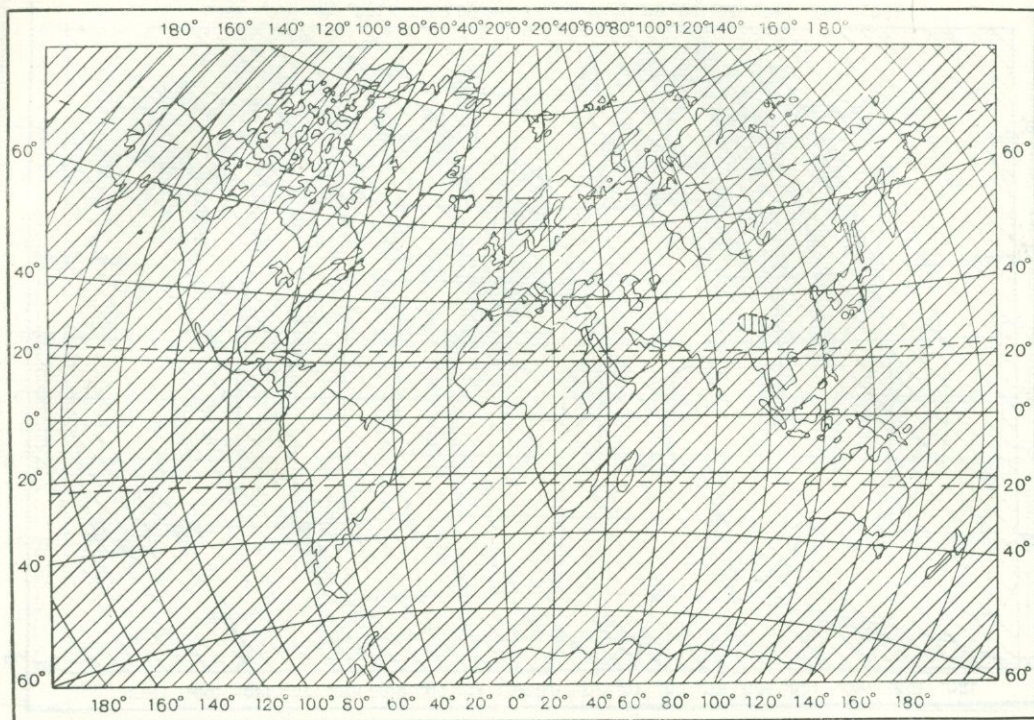


Рис. 97. Схематическая карта строения тектоносферы на глубине 70 км (Деменицкая, 1958)

лиз осредненных графиков позволяет прогнозировать области возможного уплотнения и разуплотнения вещества ниже поверхности М. Сведения о характере напряженности в мантии даются путем показа эпицентров землетрясений, очаги которых расположены внутри верхней мантии.

Сумма этих, на первый взгляд, простых данных позволила составить представление о физических параметрах на поверхности мантии (Деменицкая, 1965). Для удобства рассмотрения рельеф мантии нагляднее изобразить не от уровня моря, как это принято для поверхности М, а от условной поверхности приведения, например наиболее глубокого расположения мантии от геоида, т. е. на глубине 70 км.

Исходя из указанных предпосылок, была составлена карта, названная «Физической картой верхней мантии». Анализ этой карты показывает, что основными формами рельефа мантии являются крупные поднятия, занимающие 60% площади земного шара, с плоскими поверхностями и относительно крутыми склонами и расположенные в виде двух гигантских платообразных ярусов площадью до нескольких миллионов квадратных километров. Это «структуры» I порядка (термин «структура», естественно, имеет условный смысл); они соответствуют материковым и океаническим областям и могут быть названы суперструктурами, или глобальными структурами мантии.

Первый ярус располагается в среднем на 30 км от основания мантии и соответствует материкам с их шельфами. Эти плато занимают около 20% площади земного шара.

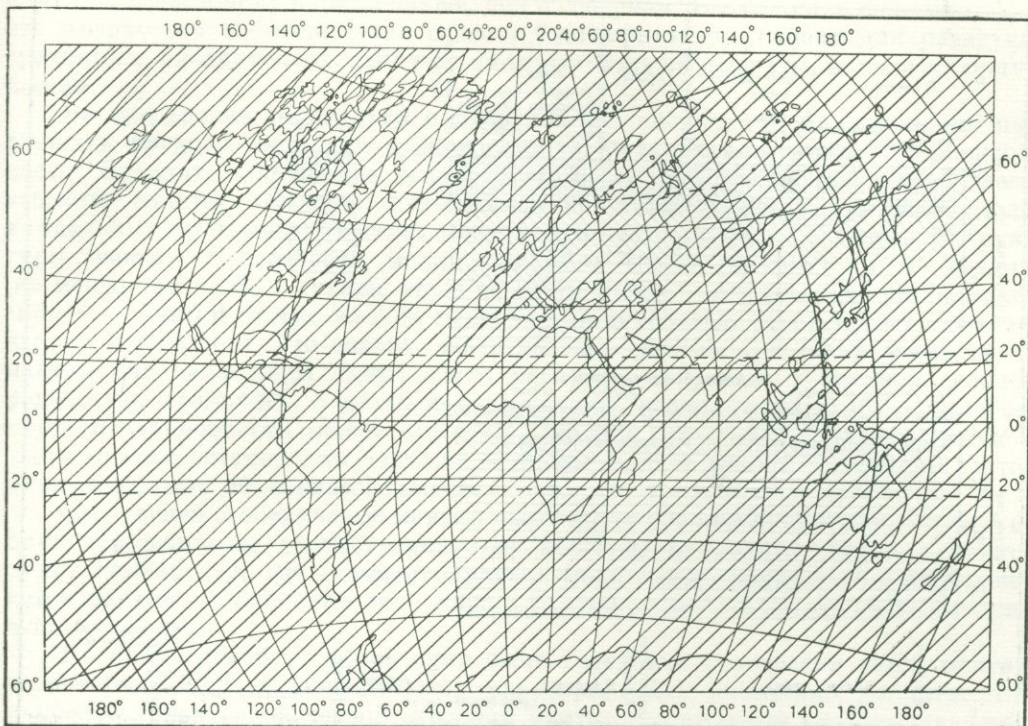


Рис. 98. Схематическая карта строения тектоносферы на глубине 80 км (Деменицкая, 1958)

Второй ярус, наибольший по площади, расположен на 60 км от основания мантии и соответствует океанам.

Переход структур из одного яруса в другой происходит в виде узких склонов. Их отличительными чертами являются приблизительное постоянство угла наклона (5—7°, как исключение до 19°) и сравнительная извилистость очертаний, причем наибольшая извилистость приурочена к экваториальной зоне.

До сих пор вызывают глубокий интерес два обстоятельства: 1) асимметрия в расположении основных мантийных структур Земли — максимальные поднятия расположены главным образом в южном полушарии, минимальные поднятия — в северном; 2) тенденция к меридиональному простиранию и широтная зональность.

Своеобразие рельефа мантии проявляется также в значительно большей контрастности, чем рельеф Земли. Так, максимальный размах земной поверхности достигает около 20 км (высота г. Джомолунгма 8884 м, глубина Марианской впадины 11 022 м), а размах рельефа на мантии составляет 70 км, т. е. более чем в три раза превышает максимальную разность отметок твердой Земли.

Дальнейшее рассмотрение карты приводит еще к одному интересному заключению, а именно, что пояс мантии между 40° с. ш. и 40° ю. ш. имеет наиболее «изрезанный» рельеф. Интенсивность рельефа заметно убывает к северу и особенно к югу от этого пояса (рис. 99).

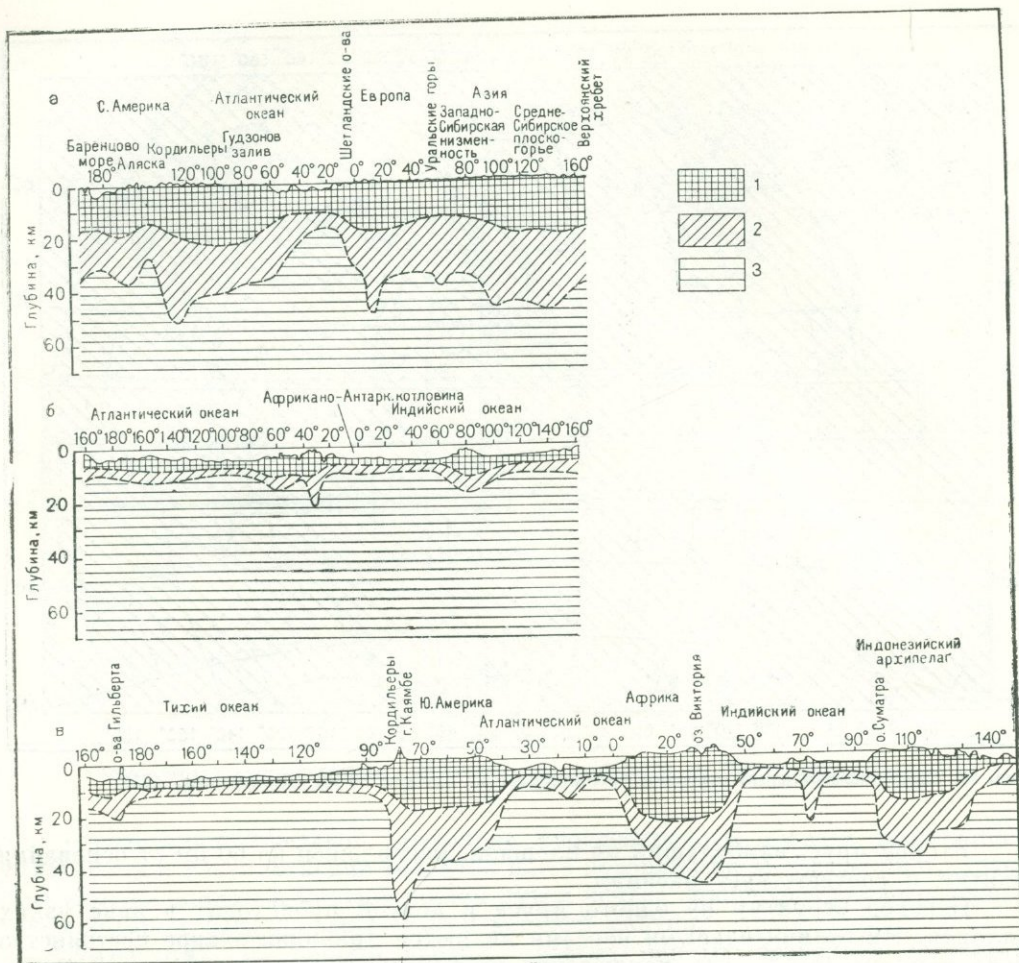


Рис. 99. Схематические разрезы тектоноферы (Деменицкая, 1958).
 а — по линии 60° с. ш.; б — по линии 60° ю. ш.; в — по линии экватора.
 1 — «гранит» с включением осадков; 2 — «базальт»; 3 — мантия

На фоне главной архитектуры мантии имеются меньшие по размерам поднятия и впадины, нередко изомерной конфигурации. Наконец, на фоне этих мантийных структур II порядка наблюдаются еще меньшие локальные структуры. Иногда последние расположены непосредственно на структурах I порядка, что характерно, например, для районов, соответствующих платформенным областям. Нельзя не отметить того обстоятельства, что структуры II и III порядка имеют большую контрастность на фоне глобальных структур первого яруса.

Температура на поверхности мантии изменяется от 150 до 1000° С, давление от 1 до 20 кбар, но подавляющая часть площади имеет температуры в пределах 150—400° С и давление 1—10 кбар. Обращает внимание тот факт, что в северном полушарии поверхность мантии разогрета больше, чем в южном. Это обстоятельство укрепляет предположение, что градиент температур в верхних частях

мантии в южном полушарии больше, чем в северном. Возможно, в свою очередь, что именно это обстоятельство создает благоприятные условия для развития срединных океанических хребтов, которые больше развиты в южном полушарии.

Распределение температур и давлений на поверхности мантии может послужить предпосылкой для суждения об агрегатном состоянии этой поверхности. Сравнительно низкие температуры позволяют предполагать, что здесь вещество мантии, вероятно, находится в кристаллическом состоянии и лишь в отдельных небольших участках мантия не имеет полнокристаллической структуры веществ. В частности, можно полагать, что на значительных площадях (не менее чем на 50%) самые верхние части мантии находятся в кристаллическом состоянии и только на 20% поверхности находятся, вероятно, в состоянии некристаллическом. Это значит, что отдельные районы кристаллической части мантии или даже коры имеют очаги расплава, связанные с местной неоднородностью, возможно, с местной повышенной радиоактивностью. Примером такой неоднородности может служить Дальний Восток СССР, где в верхней части мантии установлены большие карманы жидкой магмы. С позиций тектоники плит это объясняется иначе.

Следующей особенностью мантии является ее сравнительная асейсмичность. Если исключить из рассмотрения зону перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту, где сконцентрировано наибольшее количество землетрясений в мантии, то окажется, что очаги в мантии присутствуют на очень ограниченной площади.

По аналогичной методике нами была построена физическая карта мантии территории СССР и сопредельных акваторий. Это позволило выявить, что наиболее характерной чертой строения мантии в этой части планеты является наличие сложного рельефа на севере в пределах Северного Ледовитого океана, на востоке в зоне перехода от континента к Тихому океану и на юге в пределах Тянь-Шаньских складчатых сооружений, Кавказа и южных морей. Характерно, что понижение поверхности мантии с северо-запада на юго-восток происходит не постепенно, а в виде ступеней, склоны которых имеют наклон 5—7°. Очень интересно, что на подавляющей части территории СССР поверхность мантии имеет температуру всего лишь 300—400°С и давление 8—10 кбар. Такие низкие температуры приводят к выводу, что вещество мантии, вероятно, находится в кристаллическом состоянии. Очаги землетрясений, распространенные на юге СССР, в подавляющем большинстве случаев связаны с корой. Лишь очень небольшая часть мантии на востоке и крайнем юге СССР обладает сейсмичностью.

Из гравиметрических данных могут быть сделаны предположения о гетерогенности верхней мантии. Региональные зоны уплотнения и разуплотнения ниже поверхности мантии, по-видимому, имеют обратное соотношение с ее рельефом, т. е. наибольшим депрессиям соответствуют зоны разуплотнения вещества, наибольшим поднятиям — уплотнения. К обратному выводу пришел Э. Э. Фотиади (Фотиади и др., 1965), исследуя материалы по территории СССР. В результате пересчета аномального поля силы тяжести вверх на 250 км и последующего его сглаживания было получено обобщенное поле, которое им связывается с влиянием неоднородного состава и строения верхней мантии. По данным Э. Э. Фотиади, наименьшие плотности в мантии характерны для океанических впадин, наибольшие — приурочены к горным областям с неотектонической активизацией, имеющим и наибольшие мощности коры. В платформенных районах, где мощность коры меньшая, соответственно уменьшаются и

плотности верхней мантии. Подобные же тенденции намечаются и для более дифференцированных форм.

Таким образом, если фигуру Земли представить со снятой земной корой, то мантиноид окажется фигурой более сложной, чем геоид, фигурой асимметричной, со смещенным центром тяжести по отношению к центру Земли и с крайне неравномерным распределением физических параметров на его поверхности. Если рассматривать структуру мантиноида, то главной его характеристикой является наличие слоя низких скоростей, обнаруженного еще Б. Гутенбергом, — астеносферы, который изучен еще крайне мало, но основное, что установлено, это близкое расположение этого слоя к поверхности в областях положительных форм рельефа мантиноида и глубокое расположение, а в отдельных случаях отсутствие, в областях его депрессий. Эти перепады глубин слоя низких скоростей составляют величины до 100 км. Предполагается, что астеносфера подходит, или даже выходит на поверхность верхней мантии в рифтовых зонах океана и, внедряясь в виде даек, непосредственно участвует в формировании новой океанической коры. Нижняя граница слоя пониженных скоростей определяется еще менее надежно, чем верхняя, но предположительно она располагается на глубинах около 400 км, независимо от характера поверхности мантии.

Строение мантии ниже поверхности мантиноида. Представления о строении Земли прошли через стадию признания первоначально жидкой планеты, оторвавшейся от Солнца и успевшей отвердеть на относительно небольшую глубину. В настоящее время получены прямые доказательства отсутствия «жидкого» материала (в планетарном масштабе) в недрах Земли до глубин в несколько тысяч километров (кора и вся мантия пропускают и продольные, и поперечные волны). Если бы в мантии существовал мощный «жидкий» слой, то из-за невозможности передачи через жидкость сдвиговых деформаций, поперечные волны S в нем затухали бы, и волновая картина, наблюдаемая сейсмическими станциями, была бы существенно иной. Противоречит идее «жидкой Земли» и тот факт, что очаги землетрясений имеются на глубинах до 700 км. Исследования приливных движений под влиянием Солнца и Луны также показывают, что Земля должна быть жесткой.

С другой стороны, для объяснения целого ряда факторов необходимо допустить в Земле флюидальное состояние вещества. Такое допущение лежит в основе многих геотектонических гипотез (изостазия, дрейф континентов, конвекция и др.). Некоторые особенности распространения сейсмических волн были объяснены наличием в Земле сравнительно тонкого канала или «астеносферного слоя пониженной скорости», допускающего некоторое течение подкорового вещества. Наличие ослабленного слоя в верхней мантии необходимо также для объяснения деформации земной поверхности, вызванной изменениями атмосферного давления.

Сейсмологическими исследованиями установлено, что сферическая симметрия является только упрощенной моделью Земли, по крайней мере это касается земной коры и верхней, а возможно, и нижней мантии; в действительности же существование горизонтальных неоднородностей выявлено различными исследованиями. Наиболее отчетливо эта неоднородность устанавливается сейсмологическими методами при анализе времен пробега различных волн по одинаковым направлениям. Регистрация позволила установить, что величина запаздывания вступлений волн зависит от направления на эпицентр, и этот эффект, несмотря на его малость, позволяет выявить очень важный параметр верхней мантии — ее неоднородность. Так, Хейлз и Дойл обнаружили,

что опережение вступлений в районах щитов и в горных районах более заметно выражено для поперечных волн, чем для продольных. Это указывает на существенное уменьшение модуля сдвига в горных районах, где к тому же повышенный тепловой поток указывает на более высокие температуры земных недр.

Горизонтальные неоднородности в верхней мантии связаны с существованием слоя пониженных скоростей. Исследование, проведенное Ф. Стейси на примере форстерита, позволило ему прийти к выводу, что для существования слоя пониженных скоростей в химически однородной части мантии необходимо, чтобы градиент температуры превышал для продольных волн $8,3^\circ \text{C}/\text{км}$, а для поперечных волн всего лишь $2,8^\circ \text{C}/\text{км}$. Таким образом, градиент температуры в верхней мантии может оказаться недостаточным для того, чтобы образовался слой пониженной скорости для продольных волн, и он наверняка достаточен для существования слоя пониженной скорости поперечных волн. Именно эти данные объясняют, почему в одних районах слой пониженной скорости регистрируется четко, в других нечетко, в одних районах он регистрируется по продольным и поперечным волнам, в других — только по поперечным. Это проясняет и причину того, что под такими регионами, как докембрийские щиты, слой выражен слабо, даже по продольным волнам, а по поперечным вероятно отсутствует. Если вспомнить особенности тепловых потоков в таких регионах — здесь тепловой поток понижен — общая закономерность окажется вполне применимой. Вязкость вещества астеносферы, вычисленная из анализа характера подъема поверхности недавних оледенений, показала величину 10^{20} — 10^{21} пуаз, эффективная вязкость литосферы, вычисленная, например, С. А. Ушаковым, 10^{22} — 10^{23} пуаз, длительная прочность литосферы на скол приблизительно 10 — 10^2 кГ/см², условно-мгновенная на 1 — 2 порядка выше. Эти данные легли в основу геодинамических расчетов особенностей процессов глобальной тектоники.

Существенный вклад в исследовании этого вопроса сделан на основании лабораторных исследований физических свойств ультраосновных пород при высоких давлениях и температуре. На глубине около 100 км температура должна быть близка к точке плавления ультраосновных пород. Но для существования ослабленного слоя пониженной скорости нет необходимости, чтобы температура достигала точки плавления, так как при повышении температуры упругость материалов уменьшается. С другой стороны, повышение давления повышает точку плавления и упругость. Было высказано мнение (Гутенберг, Андерсон и др.), что с возрастанием глубины (в диапазоне 60 — 200 км) материал мантии становится все более «слабым» вследствие влияния температуры. При дальнейшем увеличении глубины давление повышает точку плавления быстрее, чем растет температура, и материал становится более упругим.

Сделанный вывод зависит от характера изменения точки плавления материала мантии с глубиной, что, в свою очередь, определяется вещественным составом мантии и законами изменения с глубиной температуры и давления. Во всяком случае, подошву «литосферы» или каменной оболочки Земли (но не границу М!) можно рассматривать как границу фазового перехода материала мантии от кристаллического состояния к аморфному. Для некристаллических тел понятия «жесткий» и «жидкий» имеют смысл только в том случае, если определяется интервал времени, в течение которого прикладываются напряжения. Вещество мантии под литосферой должно вести себя как твердое тело при кратковременных воздействиях, и подобно жидкостям — при длительных.

Наряду с этим в локальных областях мантии устанавливается наличие жидкого состояния вещества. Например, при регистрации на Камчатке япон-

ских землетрясений Г. С. Горшков установил отсутствие записей поперечных волн и на этом основании сделал вывод, что в вулканической зоне между Японией и Камчаткой существуют карманы жидкой магмы. Следовательно, вулканы связаны с возмущениями в зоне низких скоростей, приводящих к тому, что в определенных районах температура вещества мантии превосходит точку плавления. Изучение поверхностных волн подтвердило существование слоя пониженных скоростей в верхних частях мантии и дало новые доказательства в пользу того, что свойства и строение верхней мантии меняются в горизонтальном направлении.

* * *

Канал низких сейсмических скоростей, обнаруженный под континентами на глубине 100—200 км и под океанами на глубине 50—60 км, подтвердился последующими исследованиями. В Тихом океане он, по-видимому, расположен на этих глубинах. Однако для Индийского и Атлантического океанов получены несколько иные данные, которые свидетельствуют о том, что либо скорость поперечных волн отличается на величину 0,4 км/сек, либо верхняя граница слоя низких скоростей в них расположена всего лишь на глубине 20 км (Аки, Press, 1961).

Изучение волн, прошедших через район Тибета, подтверждает наличие горизонтальных неоднородностей астеносферы и под континентами. Данные, полученные в последнее время, говорят в пользу того, что верхняя мантия имеет сложное, слоистое строение, и приводят к созданию многоастеносферной модели верхней мантии.

Лукк и Нерсесов (1965) по землетрясениям с промежуточной глубиной очага изучали строение мантии Памиро-Гиндукушской эпицентральной зоны. Спецификой этой области является ее локальное пространственное расположение и частые землетрясения с глубинами очага 70—270 км. Регистрация, произведенная на профиле длиной 3500 км с установками по профилю через 70—100 км (Средняя Азия, Казахстан, Алтай, Саяны и р. Лена), позволила определить скоростной разрез до глубины 1500 км. Ниже подошвы коры (на 85 км) выделена граница раздела, характеризующаяся скачкообразным увеличением скорости. Далее скорость практически остается постоянной или незначительно градиентной. В интервале 110—150 км надежно выделяется канал с пониженными скоростями. Глубже 150 км наблюдается постепенное очень незначительное увеличение скорости, а на глубине 200 км четкая граница раздела со скачками скорости в сторону увеличения. Интересно, что в интервале глубин 200—400 км градиент скоростей продольных и поперечных волн различается. Если для продольных наблюдается слабое нарастание скорости от 8,6 до 9,0 км/с, то для поперечных намечается второй канал пониженной скорости. От 400 до 700 км скорость закономерно возрастает. Авторы обращают внимание на то, что на глубине 700 км градиент нарастания скорости резко увеличивается до глубины 780 км, а ниже — уменьшается. На глубине 900 км неуверенно намечается граница увеличения градиента для продольных волн, но для поперечных волн изменений не найдено.

Таким образом, основной особенностью разреза мантии в Памиро-Гиндукушском регионе является наличие слоя пониженных скоростей на глубине 100—150 км для продольных и поперечных волн и наличие второго волновода только для поперечных волн на глубине 250—400 км, а также установление высокоградиентного слоя на глубине 700—780 км.

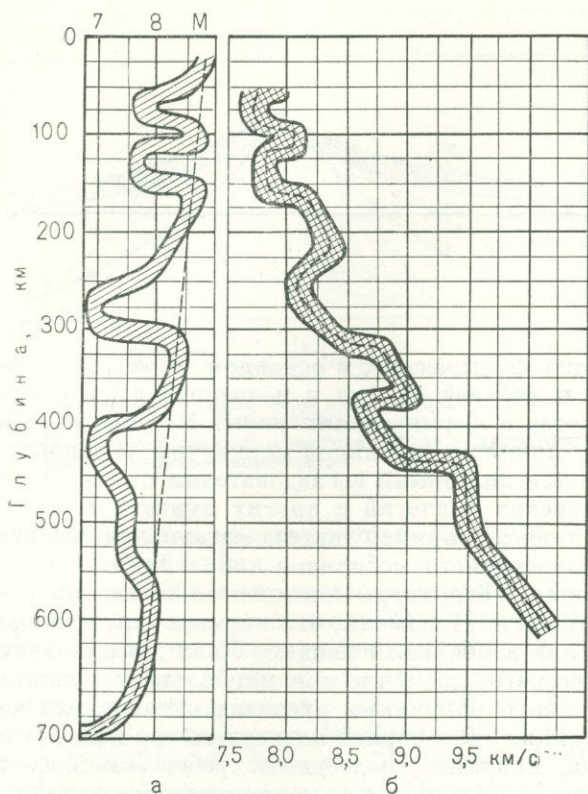


Рис. 100. Многоастеносферная модель верхней мантии зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану (Тараканов, Левый, 1965).

а — изменение предельной магнитуды; б — изменение скоростей продольных волн

ленных слоев (астеносфер). Таким образом, здесь верхняя мантия представляется как чередование уплотненных и ослабленных слоев, причем для последних характерны повышенная пластичность вещества, повышенное поглощение сейсмических волн и понижение скорости волн (рис. 100). Если, несколько забежав вперед, интерпретировать рис. 100 с позиций глобальной тектоники (погружающаяся плита), то достаточно причудливое изменение скоростей продольных волн с глубиной может быть объяснено достаточно просто.

Следует обратить внимание на тот факт, что в ослабленном слое Земли (астеносферный канал) должны наблюдаться локальные вариации температурного перепада между точкой плавления и фактической температурой вещества. При уменьшении указанного интервала образуются локальные магматические карманы; при увеличении — упругость «ослабленного слоя» должна возрастать.

* Б. Гутенберг еще на заре исследований земной коры обнаружил слой-волновод в коре Американского и Европейского континентов и здесь, по-видимому, имеется в виду именно коровый волновод, а не астеносфера. Можно думать, что он соответствует обнаруживаемому в последние годы при работах ГСЗ инверсионному слою в коре (см., например, рис. 2, 4, 5 и др.).

Вычисление глубины волновода делалось и другими авторами. Так, по расчетам Весамена и др. (1959), значения этих глубин составляют 45 км для Аляски, 80 км для северной Японии, 95 км для площади Гиота и 120 км для Южной Америки. По поперечным волнам Гутенберг (1959) определил глубину волновода для Европы в среднем в 130 км*. Впоследствии Леман (1961) дала уточненное значение — 150 км.

Не менее сложное строение верхней мантии в пределах зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Курило-Японская зона) и, возможно, всего Тихоокеанского кольца обнаружили С. А. Федотов и другие (1964) и Тараканов и Левый (1965). На основе совместной корреляции предельных магнитуд землетрясений, скоростей продольных и каналовых волн и некоторых других эмпирических данных авторы пришли к выводу о существовании на глубинах 60—80, 110—150, 230—300 и 400—470 км ослаб-

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИКА ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

В предыдущих разделах приводились фактические, в основном геометрические данные о структуре земной коры и верхней мантии и некоторые физические параметры, без определенных гипотез о формировании коры. Мы стремились привести наиболее разнообразные примеры глубинной структуры различных регионов, которые могли бы оказаться полезными исследователям при анализе знакомых ему регионов и при поисках аналогий в других пунктах земного шара. В настоящем разделе будет приведен пример синтеза материалов океанических исследований с позиций современного мобилизма.

Установленные различия толщины и структуры континентальной и океанической коры привели к важным выводам. Напомним, что нормальная толщина коры типичного континента 35 км при наибольшей толщине 75 км; нормальная толщина коры типичного океанического дна 6 км при наибольшей толщине 20 км; утолщения приурочены либо к наличию в пределах океанов микроконтинентов, типа Сейшельской банки, либо корней подводных гор или хребтов с субокеанической корой, как, например, подводный хребет Ломоносова в Северном Ледовитом океане. Помимо различия в толщине имеет место также сугубое различие структуры коры — приблизительно одинаковое соотношение «гранитного» и «базальтового» слоев, с перевесом в сторону увеличения последнего для континентальных районов, и неперемнное отсутствие «гранитного» слоя на океанах.

Таким образом, первое, что накладывало ограничения на объяснение генезиса океанов — это различие толщины и структуры коры. Второе — это наличие на океаническом дне не имеющей аналогии на материках исключительного проявления супертектоники, суперупорядоченности, поразительной линейности, определенной закономерности в локализации геологических, геоморфологических и геофизических элементов, которая выражается как в линейности рельефа дна, линейности структур и дизъюнктивных нарушений, так и в линейности геофизических характеристик — сейсмичности, гравитационных и магнитных аномалий, теплового потока и др. В особенности на картах структуры дна поражает сублинейность дизъюнктивных нарушений (см., например, рис. 61 и 48).

Именно эти закономерности структуры океанического дна стимулировали разработку гипотезы, которая объяснила бы отмеченные коренные различия структуры коры континентов и океанов, и в то же время предложила реальный механизм, их обеспечивающий.

Новая концепция тектоники океанического дна, известная в настоящее время как концепция разрастания, расширения, спрединга (spreading), была впервые сформулирована в 1960 г. Г. Хессом и в 1962 г. Р. Дитцем. Г. Хесс первый сделал попытку дать синтез результатов исследований морской гео-

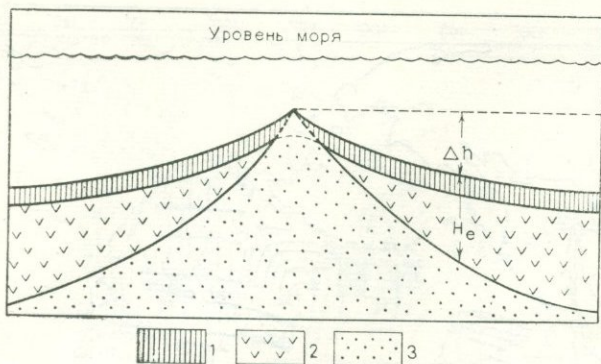


Рис. 101. Модель строения коры в центре срединно-океанического хребта (по О. Г. Сорохтину).

1 — океаническая кора; 2 — верхняя мантия — литосфера; 3 — верхняя мантия — астеносфера

ющую пополам, потому что кора в этом месте наиболее горячая и, следовательно, ослабленная.

После 1960 г. в рамках концепции разрастания океанического дна был сформулирован ряд дополнительных концепций, которые постепенно улучшались и дополнялись новыми данными. Ф. Вайн и Д. Метьюз (1963 г.), предложили инверсионно-историческую модель для интерпретации аномального магнитного поля океана. М. Тальвани, В. Морган, Б. Хизен, Ч. Морелли, С. Уеда, Г. фон Герцен, Ч. Дрейк, М. Лангсет, М. Юинг, Дж. Юинг, М. Лаутон, Л. Сайкс, Р. Мейсон, Ж. Кулон, Г. Менард, А. Р^ингвуд, А. Карасик, В. Вакье, Д. Ворцель, Дитц, Маккензи, Дж. Тач и многие другие, провели всестороннее и комплексное исследование геоморфологии и геофизических полей отдельных регионов и некоторых вопросов, связанное с их истолкованием. Э. Буллард выполнил первое математическое обоснование совмещения контуров материковых окраин при их реконструкции. В. А. Магницкий, С. А. Субботин, Б. К. Балавадзе, Е. А. Любимова, Р. М. Деменицкая, А. Н. Храмов, решили ряд теоретических проблем. Е. В. Артюшков, В. В. Федьинский, С. А. Ушаков и их соавторы, обосновали гравитационную и термогравитационную модели конвекции в астеносфере. О. Г. Сорохтин предложил идею массопереноса вещества мантии вследствие роста ядра за счет выпадения Fe₂O и модель строения центральной области срединно-океанического хребта с выклиниванием в его гребневой зоне литосферы и выходом на океаническое дно материала астеносферы (рис. 101). В. Е. Хаин предположил что имеет место два типа разрастания: за счет раскола материков в ядрах древних материковых массивов и по оси эродированного орогена в области утоненной и растягивающейся коры. С. В. Москалева доказала возможность выноса холодным путем неизмененных блоков мантии в эвгеосинклиальной зоне Урала. А. В. Пейве выдвинул оригинальные идеи о сходстве офиолитового комплекса геосинклиналей со строением современной океанической коры и о тектоническом значении меланжа. Большую роль в разработке этих идей сыграли советские геологи Н. С. Шатский, А. Л. Яншин, Ю. М. Шейнманн, А. В. Сидоренко, В. И. Смирнов, В. В. Белоусов, М. В. Муратов, Д. В. Наливкин, Г. С. Дзоценидзе и многие другие, внесшие вклад в исследование вертикальных движений разломных линейментов, вулканизма и древнейшей истории Земли,

логии и геофизики и произвести их единое истолкование. Естественно, что первое обобщение потребовало максимальных допущений и упрощений, которые впоследствии постепенно исключались, а главные идеи получили широкое развитие.

Согласно гипотезе, предложенной Г. Хессом, современная земная кора создается и непрерывно наращивается в осевой зоне срединно-океанических хребтов путем инъекций даек, сопровождающихся вулканизмом и образованием сбросов. Новая дайка делит предшествующую

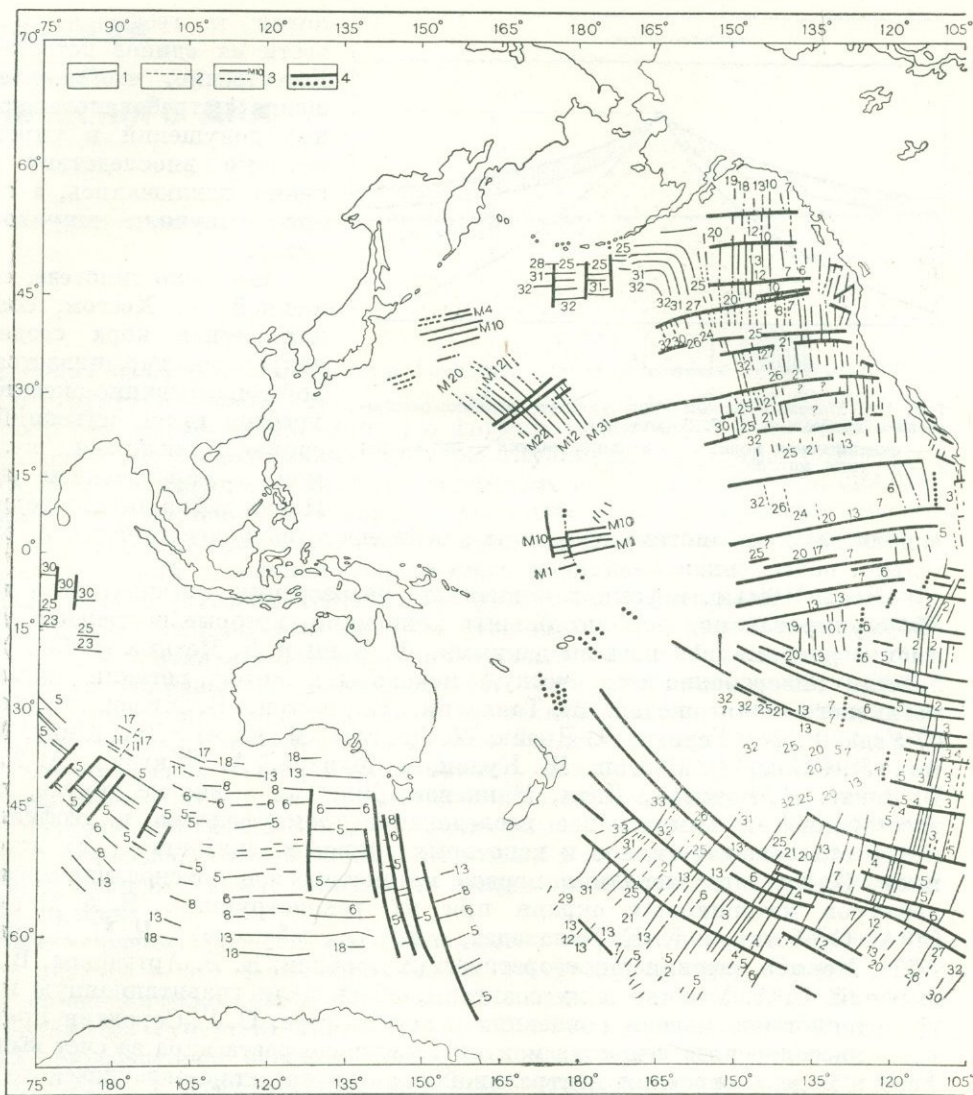
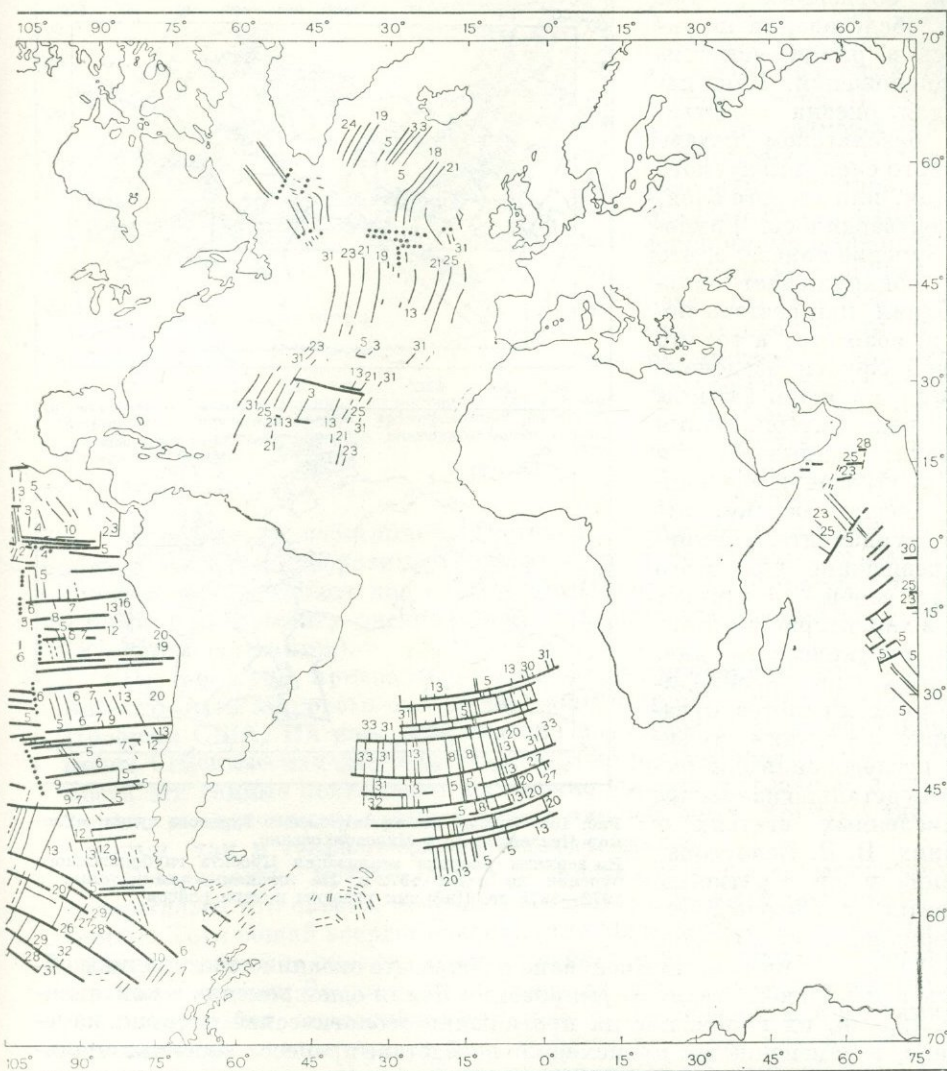


Рис. 102. Магнитные аномалии и их номер по Ламонтской шкале инверсий магнитного поля (1 — жительство мезозойского возраста; 4 — 30

послуживший фундаментом в разработке коренных вопросов тектонического облика Земли, что позволило оценить реальность и возможность горизонтальных движений, как указывал А. В. Пейве. Следует отметить, что тектоника плит включает и предшествующую стадию — это понятие о литосфере и астеносфере, и здесь ведущее значение принадлежит исследованиям и идеям Моховичича, Голицына, Барелла, Гутенберга, Эри-Хейсканена, Венинг-Мейнеса, Гамбургца, Бенюфа и других сейсмологов и гравиметристов, заложивших основные представления и теоретические основы взаимоотношения между верхней упругой и подстилающей, менее упругой, оболочками, формирующими



Мирового океана
 1 — надежно коррелируемые, 2 — неуверенно коррелируемые; 3 — магнитные аномалии предполо-
 ны разломов (достоверные и предполагаемые)

лик Земли. Нельзя забывать, конечно, при этом и первых слабо обоснованных теоретически, ввиду недостаточности в то время фактических данных, но исключительно богатых идеями работ Вегенера, Тейлора, Гутенберга, Беньофа, А. Н. Заварицкого, Холмса, Венинг-Мейнеса и многих других.

Следует еще раз напомнить, что за последнее десятилетие сделано много открытий в океанических бассейнах и на материковых окраинах, и чем больше было открытий, тем больше появилось подтверждений предложенной универсальной гипотезе. Однако было бы несправедливо не упомянуть и о том, что ряд положений не нашел подтверждений, а некоторые регионы, с позиций общей

концепции объяснимые, при детальном обследовании не укладывались в рамки допустимых предположений. Как, например, для океана представление о базальтовом составе сейсмического слоя, именуемого фундаментом, или второго слоя, пока не подтвердилось. Глубоководное бурение показало, что этот слой обнаруживает сильные колебания как состава пород, так и возраста, а то, что второй слой сложен осадочными породами, является важным фактором для интерпретации геофизических данных. Если в скв. 105, пробуренной в Атлантическом океане, осадки, лежащие на фундаменте, действительно древнейшие для этого океана, то вообще возникает сомнение в характерности этого слоя для океанического дна.

Вероятно, нет необходимости обзора всех гипотез, предшествующих последним геофизическим исследованиям и выводам — они подробно изложены в многочисленных статьях и монографиях В. В. Белоусова, В. Е. Хаина и др. Кратко их суть сводится к следующему.

Теория перманентности, или постоянства существования океанов основана на идее, что океанические впадины образовались в начальной стадии формирования Земли одновременно с континентальными ядрами, их положение на протяжении геологической истории изменялось мало, и изменение это происходило вследствие процесса геосинклинального разрастания континентов. В других гипотезах, которые поддерживал, например, Штилле, выдвигалось предположение о существовании «древнего» океана и последующем появлении «новых океанов», к которым относились районы типа Карибского бассейна, Средиземного моря и др. Ч. Дарвин, рассматривая теорию приливного резонанса, утверждал, что Луна отделилась от Земли, в результате чего на Земле остался след в виде Тихого океана. Это привело к сокращению континентальной коры и, в свою очередь, к изменению напряжений в остальной части земного шара, в результате чего произошло сдвижение континентов Азии и Америки и, таким образом, Атлантический океан представил собой эффект растяжения, а океаническое дно — обнаженный шрам базальтовой коры. Эти предпосылки были положены Вегенером в основу его гипотезы дрейфа континентов. В. В. Белоусов считает, что океанические бассейны есть результат процесса дифференциации мантии, приводящего к ба-

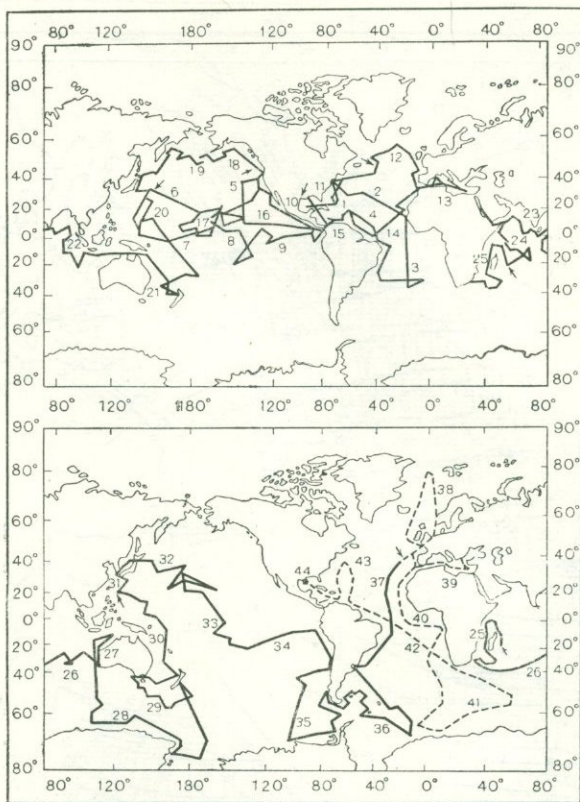


Рис. 103. Рейсы исследовательского бурового судна «Гло-мар Челленджер» в Мировом океане.

На верхнем рисунке — реализация Проекта глубоководного бурения до июня 1972 г. На нижнем — реализуемые в 1972—1975 гг. Цифрами указаны номера рейсов

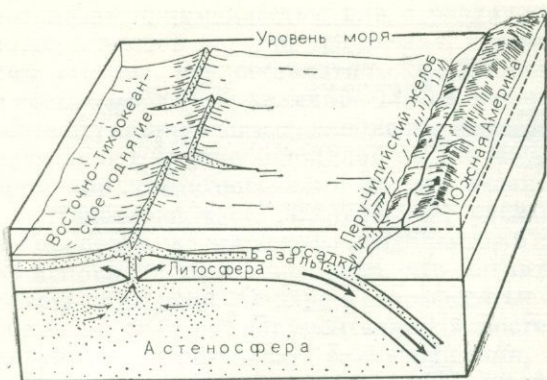


Рис. 104. Объемная модель, иллюстрирующая взаимоотношения срединного хребта, трансформных разломов, желоба и материка на примере восточной части Тихого океана (по Хессу)

зификации континентальной коры. А. П. Виноградов развивает идеи эволюции земного вещества в результате процессов, аналогичных зонной плавке. П. Н. Кропоткин, отвергая возможность вертикальной дифференциации как основу образования океанов, поддерживал идеи дрейфа континентов в модификации представлений Дю-Тойта. Концепцию развития океанов на базе первичности океанической базальтовой коры и обновления океанического дна как следствия прогрессирующей асимметрии оболочек Земли развивала Деменицкая. Близки к этим идеям представления Кулона об асимметричном тепловом развитии Земли.

Наиболее разработанной гипотезой о происхождении дна океана, впитавшей в себя разнообразные геологические и геофизические данные, включая бурение океанического дна в более чем 400 пунктах Мирового океана, является гипотеза разрастания океанического дна, или, что идентично, расширения дна, спрединга (spreading).

На рис. 102 приводится карта коррелированных осей аномалий магнитного поля Мирового океана по данным, приведенным в «Геодинамическом Проекте» США. На рис. 103 показана изученность океана глубоководным бурением. Сейсмическая изученность океана подробно рассматривалась выше. В совокупности эти данные показывают достаточно высокое и, главное, достаточно равномерное к настоящему времени освещение основных структур дна как геологическими, так и геофизическими исследованиями.

Современные представления о происхождении океанических бассейнов утверждают, что океаны не были постоянны в своем положении на поверхности Земли. Хотя общий возраст океанов (или Мирового океана) не менее 2 млрд. лет, однако положение океанических бассейнов и их глубина на протяжении геологической истории Земли непрерывно менялись, причем наряду с постепенными, эволюционными, медленными или даже спорадическими, с эпохами замирания, изменениями океанического дна, существовали две или более крупные революционные эпохи, которые в корне меняли облик твердой поверхности Земли, изменяя не только рельеф горных цепей и глубин, но и резко изменяя положение континентов на планете.

Эта точка зрения утверждает, что океаническое дно есть функция изменения океанической коры, связанного с неясной пока причиной и характером подготовки, а затем с исключительной активизацией глубинных процессов, приводящих к массовому внедрению и излиянию мантийного материала, который сопровождается механизмом раздвижения прилегающих блоков и механизмом общего переноса значительной части литосферы Земли, располагающейся над этими активными зонами (ячеями). Концепция разрастания океанического дна, предложенная Г. Хессом, как указывалось, строится на представлении, что дно океанов непрерывно раздвигается в стороны от узкой трещины, приуроченной к осевой части подводных срединных хребтов. Вулкани-

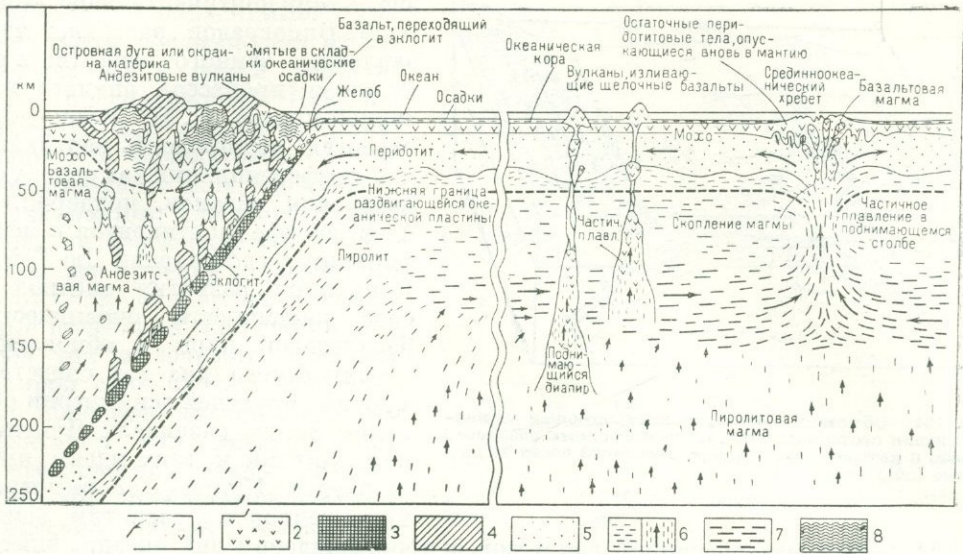


Рис. 105. Схема раздвигания океанического дна (по Г. Хессу, 1962).

1 — базальт или амфиболит; 2 — базальтовая магма; 3 — эглогит; 4 — известково-щелочные породы (андезиты); 5 — остаточный перидотит; 6 — исходный пиролит; 7 — область зарождения пиролита; 8 — осадочные породы

ческий материал в виде жидкого базальта поднимается из мантии Земли, заполняя трещину и постепенно образуя новую океаническую кору в виде даек и подушечных лав. На рис. 104 приводится упрощенная объемная модель, а на рис. 105 — двумерная модель разрастания океанического дна, по Г. Хессу.

Эту концепцию было бы очень трудно подтвердить, если бы не тот факт, что полярность магнитного поля Земли периодически меняется. Напомним еще раз, что океаническому дну соответствует линейная структура магнитного поля, где интенсивность намагниченности резко меняется от полосы к полосе, а последние ориентированы параллельно океаническому хребту. В 1963 г. Ф. Вайн и Д. Метьюз из Кембриджского университета первыми высказали предположение, что структура магнитного поля подтверждает гипотезу разрастания океанического дна, предложенную Г. Хессом. Для многих геологов и одно, и другое представлялось в то время, по-видимому, в равной степени невероятным, но Ф. Вайн и Д. Метьюз аргументировали свою гипотезу так: поскольку жидкий базальт поднимается по осевой трещине океанических хребтов и затвердевает, он должен намагничиваться в направлении магнитного поля Земли, которое в это время преобладает. Так как новая океаническая кора образовывалась постоянно, то новые порции глубинного материала раздвигают океаническое дно в стороны от осевого хребта: вследствие этого по обе стороны от хребта будут располагаться полосы, направление намагниченности которых одинаково. В результате возникает система парных параллельных полос, создающих билатеральную симметрию аномального магнитного поля (см. рис. 84 и 102).

Таким образом, можно считать, что в остывших лавах, излившихся из разрастающейся рифтовой долины, запечатлены, «законсервированы» инверсии магнитного поля Земли. До этого предположения считалось, что магнитные аномалии на дне океана свидетельствуют о чередовании слоев с различной маг-

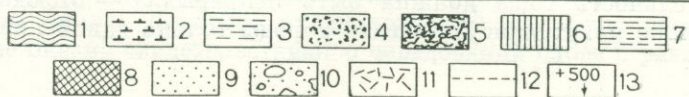
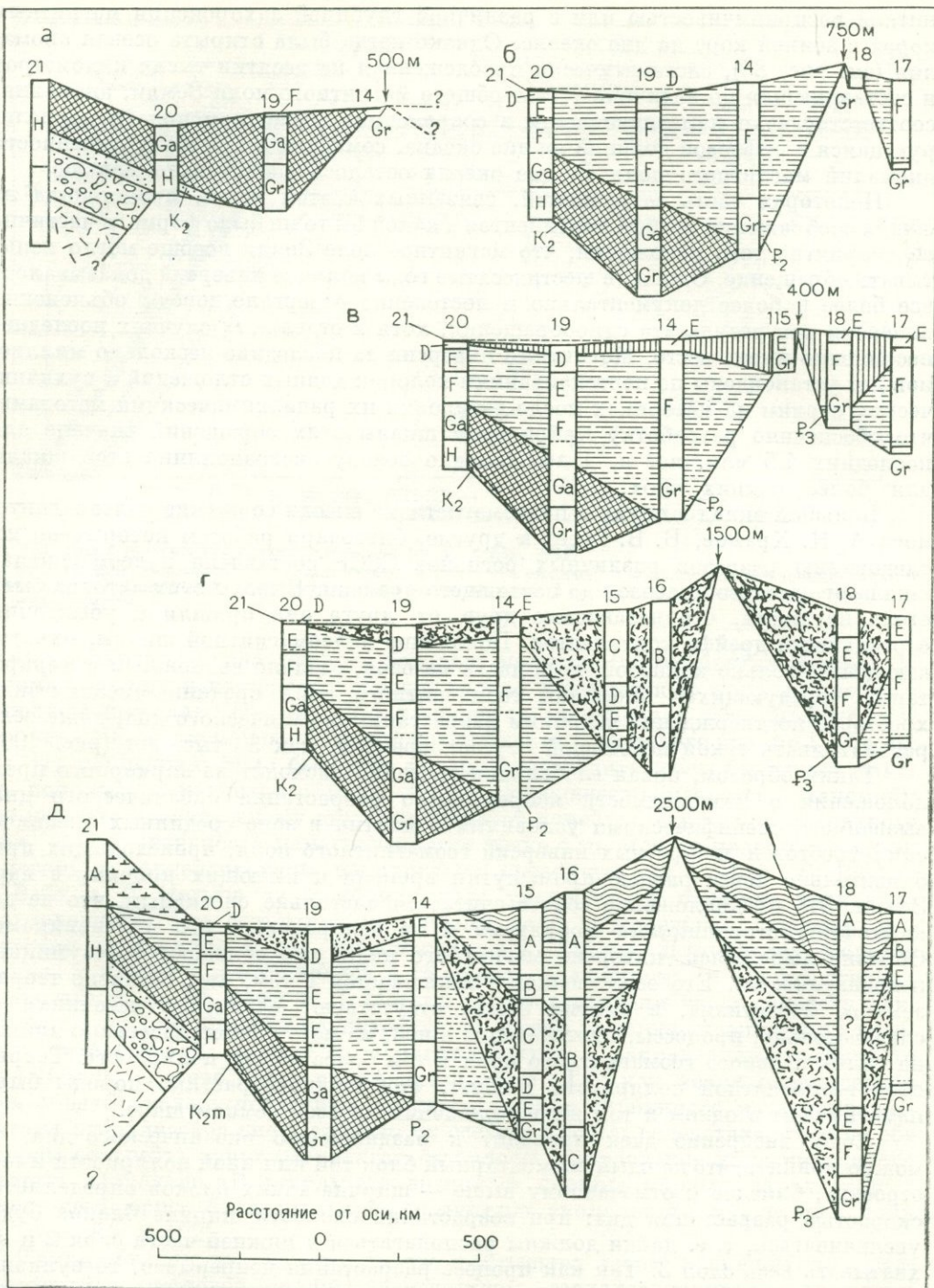
нитной восприимчивостью или с различной глубиной захоронения магнитных пород в земной коре на дне океана. Однако когда была открыта осевая аномалия (см. рис. 84), систематически прослеженная на десятки тысяч километров и составляющая по величине 1% от общего магнитного поля Земли, аномалия, соответствующая намагниченности в современном магнитном поле и коррелирующаяся с рифтовой долиной на дне океана, сомнений в причинах линейности аномалий магнитного поля на дне океана осталось значительно меньше.

Некоторая часть затруднений, связанных с этой идеей, проистекала из общих соображений дрейфа континентов в какой бы то ни было форме, а частично из неприятия того положения, что магнитное поле Земли вообще могло испытывать обращение. Однако в шестидесятые годы наличие инверсий доказывалось все более и более документально и постепенно отвергало доводы объяснения инверсии как результата самообращения, хотя в отдельных случаях последнее несомненно имеет место. Магнитные инверсии за последние несколько миллионов лет установлены по переслаиваниям колонок донных отложений и вулканическим сериям на материках после датировки их радиохимическими методами, что обеспечило разработку Хейрцлером шкалы этих обращений вначале для последних 4,5 млн. лет и, далее, создало основу экстраполяции этой шкалы для более ранних эпох.

Большой вклад в науку о палеомагнетизме внесли советские палеомагнитологи А. Н. Храмов, Б. В. Гусев и другие, благодаря работам которых по исследованию разрезов различных регионов СССР составлена палеомагнитная шкала от нижнего палеозоя до настоящего времени. Выводы этих авторов были столь наглядны, что независимо друг от друга они пришли к убеждению о реальности дрейфа континентов. Появление палеомагнитной шкалы, охватывающей не только кайнозой, но и часть мезозоя, сделало возможным интерпретацию чередующихся аномалий геомагнитного поля срединно-океанических хребтов и подтверждение явлениям разрастания океанического дна, даже если рассматривать такой небольшой отрезок времени, как 30 тыс. лет (рис. 106).

Таким образом, новая глобальная тектоника исходит из априорного предположения о независимости непрерывного разрастания океанического дна, вызванного специфическими условиями в мантии в зоне срединных океанических хребтов и дискретных инверсий геомагнитного поля, происходящих приблизительно через равные промежутки времени и имеющих причину в ядре Земли. Это предположение сейчас считается настолько очевидным, что не доказывается сторонниками мобилизма и не оспаривается его противниками. Образно выражаясь, инверсии магнитного поля уже обладают «презумпцией недоказуемости». Его естественность заключается в том, что, согласно теории земного магнетизма, в мантии Земли отсутствуют магнитные источники и, следовательно, процессы, протекающие в ней, не могут непосредственно влиять на облик главного геомагнитного поля и тем более на его полярность. Теория смен геомагнитной полярности требует, чтобы разновозрастные породы были намагничены в одном и том же направлении на всем земном шаре.

Если внедрение даек приводит к раздвижению океанического дна, то можно принять, что каждый элементарный блок той или иной полярности имеет строение, близкое к отмеченному выше — ширина таких блоков определяется скоростью разрастания дна: при возрастании скорости ширина блоков будет увеличиваться, т. е. дайки должны располагаться в нижней части слоя 2 и захватывать весь слой 3. Так как процесс разрастания непрерывен, то вулканическая деятельность тоже должна быть непрерывна — отсюда следует, что в каждом блоке могут присутствовать породы только одной полярности. Зная



скорость разрастания и продолжительность интервала определенной полярности, можно определить ширину аномалии и обратно. По Хейридлеру, средняя продолжительность интервала прямой полярности 0,42 млн. лет, а обратной 0,48 млн. лет. Тогда вычисления показывают, что, например, для Атлантического океана, имеющего скорость разрастания 1 см/год, ширина аномалий прямой и обратной намагниченности должна быть 42 и 48 км, что в общем виде соответствует наблюдениям магнитного поля вблизи океанического дна. Палеомагнитное изучение осадков, полученных в ходе глубоководного бурения, подтвердило существование инверсий магнитного поля на протяжении последних 140 млн. лет. Несмотря на трудности корреляции, связанные с неполнотой отбора керн, изменчивостью, осадков, связанных с перерывами в осадконакоплении, спецификой осадконакопления, вызванной особыми условиями придонных течений, имеющих в том числе, и в связи с подвижками океанического дна, тем не менее Ларсену и Питмену удалось шкалу палеомагнитных инверсий построить до 162 млн. лет, что позволяет с большой полнотой исследовать новые районы Мирового океана (рис. 107). Однако прямая и обратная намагниченность обнаружена и в пермских породах, и в кайнозое (привязка была сделана по радиоактивному возрасту лав). Ранкорн указывает, что реальность смен полярности магнитного поля Земли можно считать доказанной, причем это явление проходит как бы в «трех рангах» — быстрые смены — 10^3 лет, происходящие через разные промежутки времени, например последние 0,7, 2,4, 3,3 млн. лет, продолжительные инверсии, которые отсутствовали в перми (в течение 50 млн. лет) и, по-видимому, чаще наблюдались в третичном периоде, чем в мезозое и палеозое и, наконец, инверсии ранга «геомагнитных событий», при которых поле меняло полярность на период времени 10^4 — 10^5 лет, а затем приобретало свою первоначальную полярность.

Нами было высказано допущение, что в истории магнитного поля Земли, восстановленной по палеомагнитным данным, есть одно обстоятельство, которое или опровергает независимость разрастания океанов и геомагнитных инверсий, или допускает опосредствованную связь. Появление и становление собственного магнитного поля Земли связано с первым этапом радиальной дифференциации вещества, т. е. с формированием ядра. Анализ характера намагниченности раннедокембрийских пород показывает, что уже в это время существовало отчетливо выраженное геомагнитное поле и происходили его инверсии, хотя их количество и продолжительность установить пока не удалось. В палеозое и мезозое частота инверсий держалась примерно на одинаковом уровне, а в кайнозое заметно возросла.

С другой стороны, расчеты показывают, что аппроксимация главного магнитного поля Земли теоретическим полем аксиального диполя дает удовлетворительные результаты лишь для современного этапа. Чем дальше в геологическое прошлое, тем большие расхождения намечаются между полем диполя

Рис. 106. Реконструкция истории Южной Атлантики (Maxwell et al., 1970).

а — конец эоцена (37 млн. лет), скорость разрастания 1,9 см/год; б — конец олигоцена (26 млн. лет), 1,8 см/год; в — ранний миоцен до конца аквитанского времени (23 млн. лет), 1,5 см/год; г — конец миоцена (6 млн. лет), 2,0 см/год; д — современные отложения.
 1 — плейстоцен; 2 — плиоцен и моложе; 3 — плиоцен; 4 — миоцен и моложе; 5 — миоцен; 6 — нижний миоцен; 7 — олигоцен; 8 — эоцен; 9 — палеоцен; 10 — маастрихт; 11 — кампан; 12 — глубина дна относительно уровня компенсации карбоната кальция; 13 — высота хребта относительно того же уровня.
 Илы: А — «Альбатрос», В — «Влейк», С — «Челленджер», Е — «Эндевор», F — «Фрам», Га — «Газелли», Гг — «Гремесс», Н — «Ирвделль». Д — глина «Дисковери».
 Расстояние между пунктами бурения, рельеф дна и мощности стратиграфических горизонтов для наглядности показаны в разных масштабах. Нижняя линия на разрезах соответствует контакту осадки — базальт. Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений скв. 21 (хр. Рио-Гранде) не ясна (см. б, в, г). Вертикальный масштаб преувеличен для глубины дна в 100 раз, для мощности осадков — в 500

и геомагнитным полем, восстановленным для отдельных геологических эпох. Палеомагнитные данные свидетельствуют, что в прошлом поле Земли было недипольным, и лучшая сходимость при расчетах может быть достигнута введением мультиполюльной модели. Эти данные хорошо согласуются с общей идеей постепенного упорядочения сферической симметрии внутренних геосфер, в том числе ядра, со временем.

Таким образом, намечается определенное противоречие между постепенным упрощением структуры главного геомагнитного поля и возрастанием временной интенсивности его обращений, особенно ярко проявляющейся в кайнозойское время. Этот факт не может быть случайным. Именно в конце мезозоя начинается этап активного развития океанов и, исходя из этого, о причинах инверсий может быть высказано предположение, что резкое увеличение частоты инверсий геомагнитного поля связано с новым этапом глобального развития литосферы; общие соображения не позволяют считать эту связь прямой, но сам факт заставляет искать причину такого соответствия, которая возможно лежит в косвенном, опосредствованном влиянии одного процесса на другой. Если предположить, что процесс разрастания океанической коры происходит не непрерывно, а пульсационно, о чем упоминали, например, П. Фогт, О. Г. Сорохтин и др., то может быть предложен следующий вариант характера взаимосвязи развития океана и инверсий поля.

Мощные магматические процессы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов неизбежно влекут за собой изменение термодинамических условий в астеносфере, в свою очередь влияющих на соответствующие условия на границе ядро — мантия. Действительно, вынос на поверхность огромных масс разогретого мантийного материала неизбежно создает нарушение термодинамического равновесия в области извержения. Далее процесс развивается в двух направлениях. Постепенный разогрев мантии за счет радиогенного тепла приводит к возникновению поверхностных условий, благоприятных для следующего этапа извержения. Наряду с этим происходит релаксация тепловых и упругих напряжений, возникающих в очаге в результате нарушения термодинамического равновесия, которая распространяется в глубь Земли. Расчеты показы-

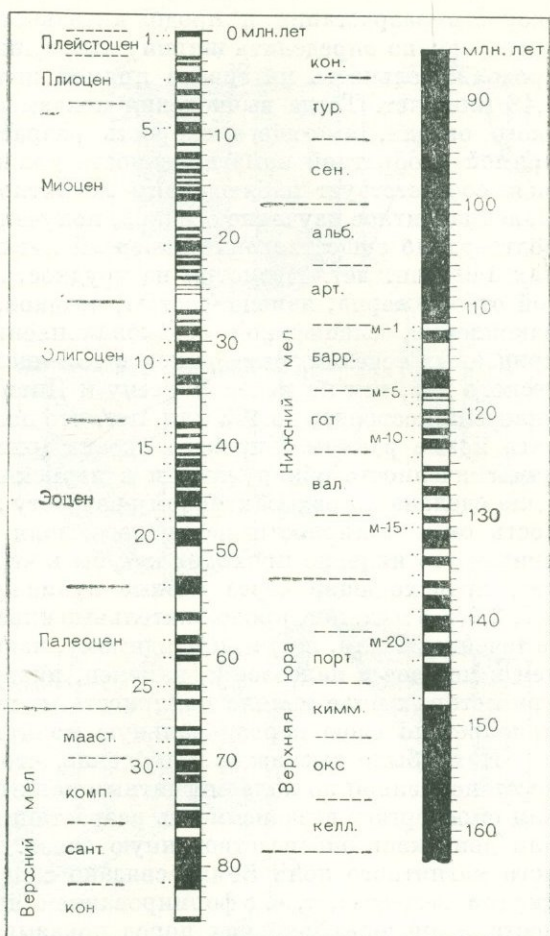


Рис. 107. Шкала инверсий магнитного поля (по Ларсену и Питмену) для периода от 0 до 162 млн. лет

вают, что распространение этого процесса идет крайне медленно и он не может достигнуть нижней мантии за отрезок времени между очередными инверсиями геомагнитного поля (в среднем 400 тыс. лет). Тем не менее, если допустить, что это нарушение вызывает цепную реакцию ядерно-химических превращений, за короткий в геологическом смысле срок достигающих поверхности ядра и изменяющих параметры динамо, то этот процесс можно признать спусковым механизмом, дающим толчок очередной инверсии геомагнитного поля (Деменицкая, 1973).

Таким образом, излияние магматических пород в рифтовой зоне влечет за собой распространение на глубину процесса ядерно-химических превращений, который, достигая ядра, вызывает изменение его термодинамических условий и, как следствие этого, смену полярности геомагнитного поля. Интервал времени между излияниями магмы и обращением поля не имеет решающего значения, так как он может быть «сдвинут», а обращение поля может запаздывать по отношению к излияниям. Важно то, что процесс разрастания океанического дна, носящий пульсационный характер, косвенно влияет на дискретные инверсии геомагнитного поля с некоторым неизвестным, но относительно постоянным сдвигом во времени.

Возвращаясь к фактическим данным об аномальном магнитном поле, обратимся к карте осей линейных магнитных аномалий с единой нумерацией для всего Мирового океана (см. рис. 102). Разработанная шкала времени магнитных инверсий позволила В. В. Федынскому с соавторами составить карту возрастов океанического дна (рис. 108). Эти же данные позволили вычислить скорость разрастания океанического дна. Полученные значения скорости расположены в диапазоне от 0,5 до 19 см/год. Изменение скорости процесса имеет, в свою очередь, четкую региональную закономерность, т. е. для определенных секторов Земли характерны либо максимально высокие скорости — Тихий океан, либо минимальные — Северный Ледовитый океан. На фоне этой региональной особенности разрастания океаническое дно претерпевает также временные изменения в разрастании, т. е. каждый океан, разрастаясь со своей средней скоростью, в действительности разрастается не с постоянной, а с переменной скоростью и, значит, наращивание коры претерпевает как ускорение, так и замедление в ходе общего процесса, вплоть до полных остановок. Это установлено из анализа магнитных аномалий Мирового океана. Более того, оказалось, что скорость разрастания океанического дна накладывает отпечаток и на характер подводного рельефа хребта — углы генерализованного наклона рифтового хребта вкрест его простирания существенно зависят от скорости разрастания; они гораздо более пологие при большой скорости. Чем быстрее скорость раскрытия осевой зоны, тем регулярнее рельеф дна; характерные линейные размеры высокочастотной составляющей рельефа — первые десятки километров, а амплитуда несколько десятков — первые сотни метров. Вулканические острова являются специфической формой рельефа и, как правило, протягиваются от осевой рифтовой зоны до континента или островной дуги. При этом цепочки таких островов идут под разными углами к простиранию хребта, а иногда, особенно в Тихом океане, их простирание меняется.

Косвенным признаком неравномерности процесса разрастания может служить и характер поступления свежего вещества в рифтовые зоны, который также происходит и постепенно, эволюционно, и внезапно, революционно, с выбросами и взрывами. Примером такого активного выхода мантии на поверхность дна, а затем и на дневную поверхность, может служить внезапно

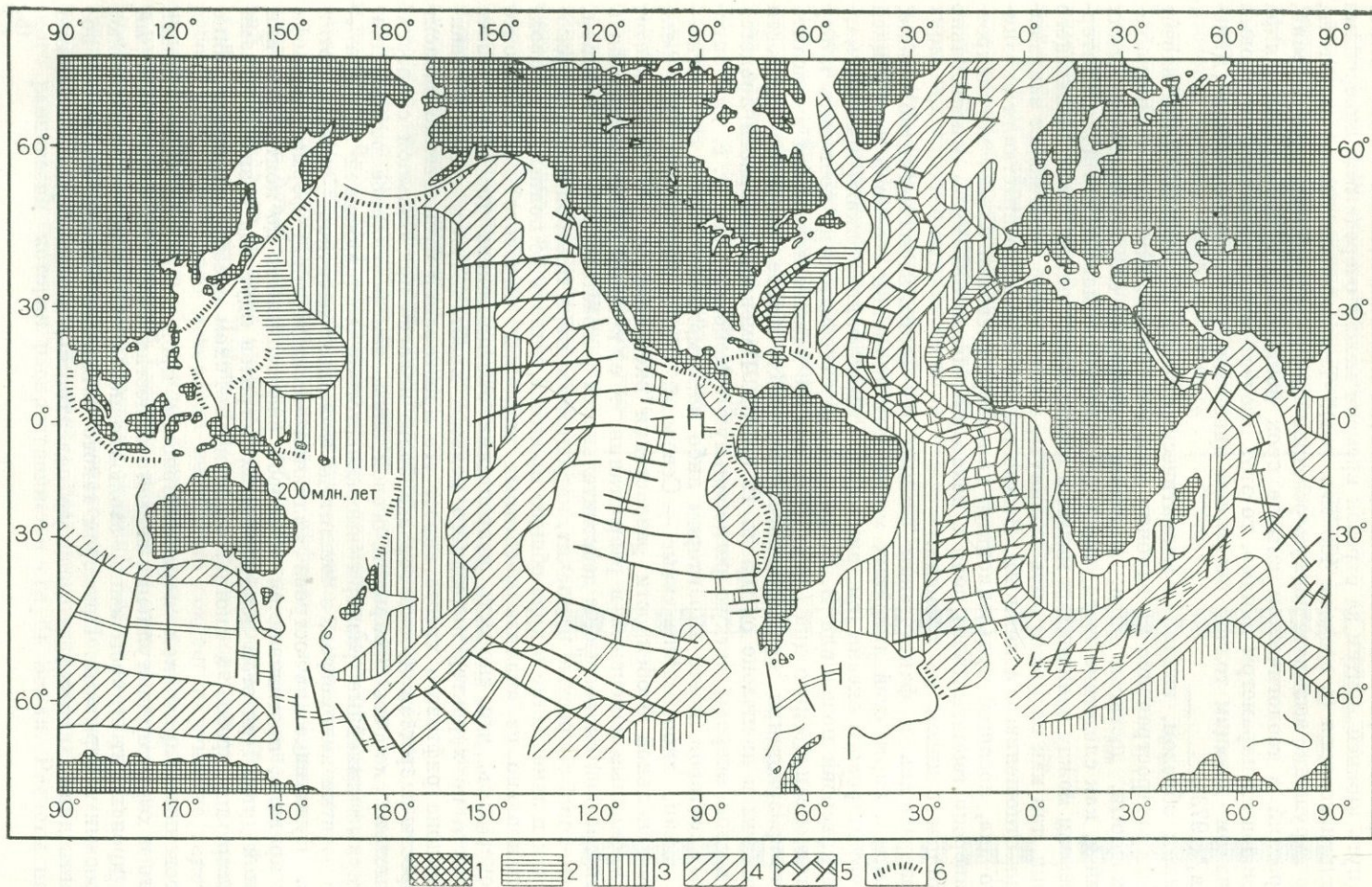


Рис. 108. Схематическая карта возраста океанической коры Мирового океана (Федынский, Ушаков и др., 1972).
 1 — ранняя — поздняя пермь; 2 — ранний триас — поздняя юра; 3 — ранний — поздний мел; 4 — ранний — средний палеоген; 5 — поздний палеоген — четвертичный (рифтовая долина и трансформный разлом); 6 — островные дуги

образованный остров Суртсей в Атлантическом океане на срединно-океаническом хребте. Глобальные вариации в разрастании дна М. Юинг и его соавторы попытались обосновать другими данными — они нашли, что распределение осадков в Тихом океане несовместимо ни с какой гипотезой, по которой океаническое дно двигалось бы с постоянной скоростью. Только прерывистое движение приемлемо, хотя неясности в этом процессе и его следствиях остаются, и некоторые детали указывают на сложный характер разрастания; так, до сего времени нет объяснения, почему в северной части Тихого океана нет таких мощных осадков, которые установлены в Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах.

Наряду с примерами простого, классического разрастания океанического дна, пользуясь магнитной шкалой и характером разломов, в настоящее время удается расшифровать и более сложные явления разрастания. К ним относятся случаи диагонального разрастания, разрастание на границе трех плит, разрастание без срединно-океанического хребта, т. е. не выраженное в рельефе дна, разрастание с разворотом оси хребта, и многие другие варианты, определяемые по рисунку аномалий и конфигурации разломов, а также и такие, при которых магнитные аномалии, являющиеся основным диагностическим признаком направления и скорости разрастания, теряют свою четкость. Последний случай имеет место при чрезмерно низких скоростях разрастания, что приводит к образованию сильно расчлененного рельефа дна, нарушающего простоту магнитных аномалий, создающего их суперпозицию. Так, Д. Хейрцлер отмечал, что магнитные аномалии становятся невыразительными при скоростях разрастания менее 0,3 см/год, при которых мощность интрузий составит менее 3 км. Не исключено, что именно такой случай имеет место в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана на хребте Гаккеля.

Ранее отмечались особенности распределения тепловых потоков в пределах континентальной и океанической коры. Вспомним, что типичный случай распределения теплового потока был приведен на рис. 62 на примере Восточно-Тихоокеанского поднятия, где было отчетливо показано, что имеет место соответствие между расположением зоны гребня, аномальной мантией и высоким значением теплового потока. Это, конечно, значительно упрощенная картина, однако на ее основании Ли и Уэда рассчитали возможное теоретическое расположение глубинных изотерм (рис. 109), а О. Г. Сорохтин вычислил теоретическую кривую распределений теплового потока в зависимости от возраста океанической коры (рис. 110), принимая во внимание, что суммарный поток (состоящий из кондуктивной части потока и конвективного выноса тепла водами океана через систему трещин в земной коре) аппроксимирует максимальные значения измеренных потоков, а теоретическое значение кондуктивной составляющей — это среднее значение эмпирических данных.

Однако при исследовании теплового потока дна океана, помимо экстремальных значений потока связанных с хребтом, представляет интерес распределение пониженных значений. Громадная протяженность аномальной геотермической зоны вдоль западных окраин Тихого океана (рис. 111) и выдержанность повышенных и пониженных значений теплового потока несомненно свидетельствуют, о том, что это явление связано не с какими-то локальными источниками или сугубо местными причинами, но является следствием единых по механизму и характеру геодинамических процессов, охватывающих всю зону северного, западного и юго-западного сопряжения Тихого океана и расположенных на периферии континентов или островных дуг, выдвинувшихся в океан.

Ранее неоднократно упоминалось, что в океанах повсеместно распространены поперечные разломы, пересекающие зону срединных хребтов. Сами по себе они слабо выражены в магнитном поле, однако хорошо устанавливаются по косвенным признакам — разграничению полей разного характера, сдвигу линейных аномалий, возможности однозначного определения одноименных аномалий через зону разлома, причем на основании магнитных данных нередко можно определить амплитуду горизонтальных смещений вдоль разломов до нескольких сотен километров. Изучение дна сейсмическими методами показало, что в зонах поперечных нарушений океанический слой исчезает, а нарушение захватывает глубокие слои. Более того, обнаружено явление сейсмической анизотропии в верхней мантии, которое показало, что скорость максимальна в направлении, параллельном разлому, и минимальна, когда профили ориентированы перпендикулярно к нему. На рис. 112 приводится профиль Делингера, на котором автор привел гипотетическую модель с учетом соответствия сейсмического и гравиметрического материала по разлому Мендосино.

По характеру аномального магнитного поля советскими исследователями установлена повторяемость поперечных разломов, протягивающихся ортогонально к простиранию срединного хребта Гаккеля через каждые 30—40 км. Это явление установлено однозначно, и теперь нет сомнений в том, что разломы в Мировом океане, закартированные многими исследователями и суммированные Б. Хизеном (см., например, карту Хизена на рис. 61), не являются идеализированной схемой. Эти разломы изучены Менардом и Дитцем в Тихом океане, Хизеном в Атлантическом, Г. Б. Удинцевым в Индийском, А. И. Рассохо, А. М. Карасиком и Р. М. Деменицкой в Северном Ледовитом, Э. М. Литвиновым и В. Н. Шимараевым в Курильской переходной зоне и многими другими и теоретически обобщены Т. Вильсоном. Эти зоны разломов ортогональны срединным хребтам и составляют с ними сопряженные структуры, хотя еще не вполне генетически ясны. Однако следует заметить, что в западной части Тихого океана — более древней, где положение

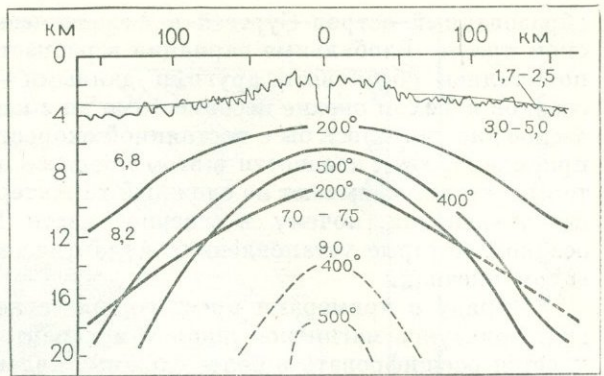


Рис. 109. Теоретическое расположение глубинных изотерм в районе срединных хребтов (по Ли и Уэда)

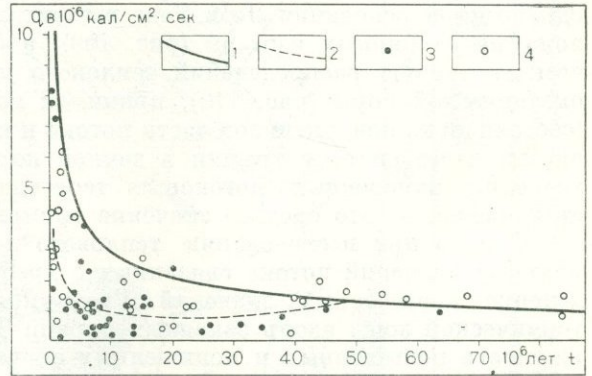


Рис. 110. Зависимость значений теплового потока от возраста литосферной плиты (по О. Г. Сорохтину).

1 — теоретическое значение суммарного потока; 2 — теоретическое значение кондуктивной составляющей потока; 3—4 — экспериментальные данные из опубликованных каталогов разных авторов

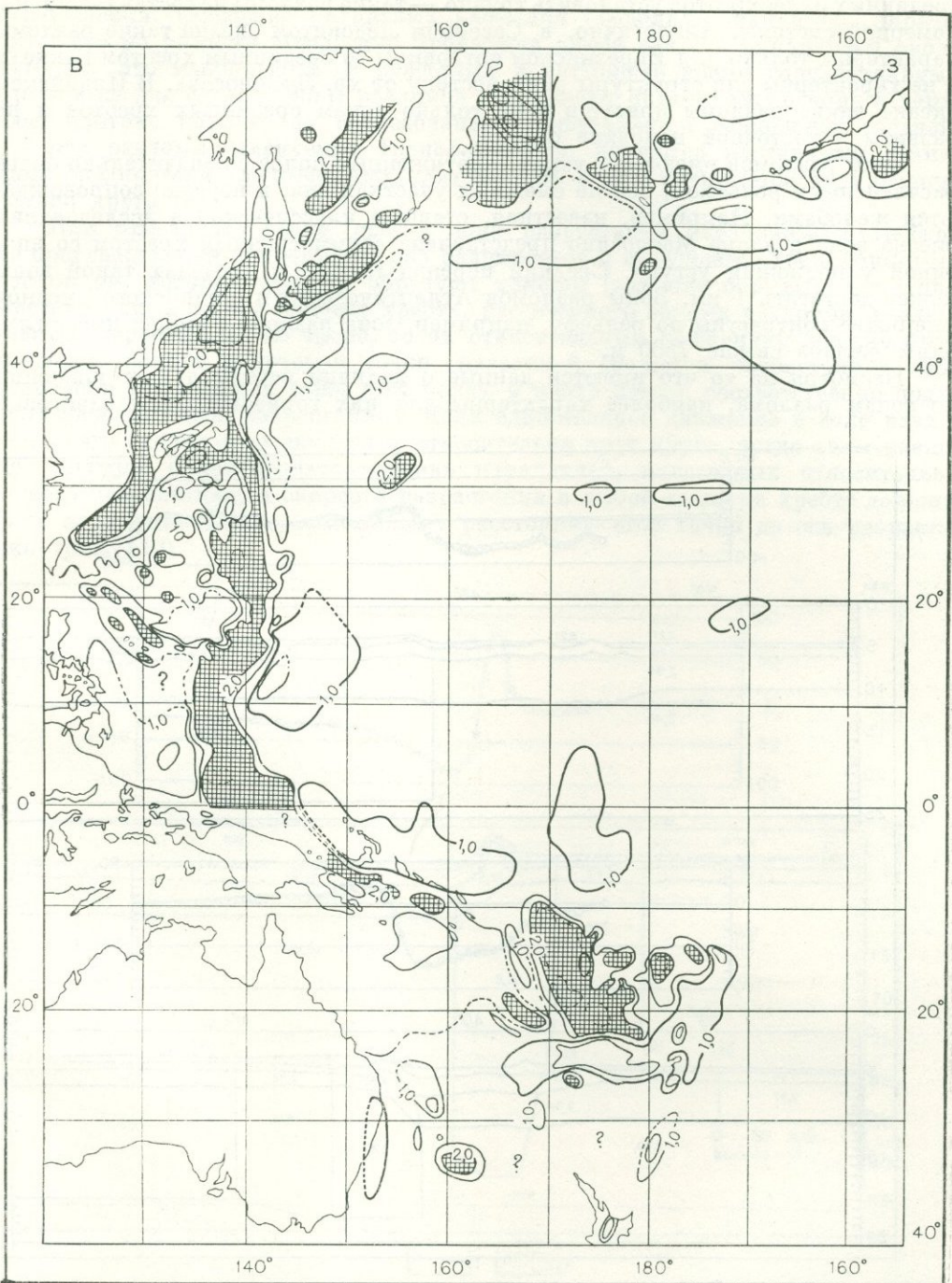


Рис. 111. Карта тепловых потоков западной окраины Тихого океана (Vatanaba, 1973).
Заштрихованы области с тепловыми потоками более $2 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{с}$

срединных палеохребтов установить трудно, — такие разломы не составляют закономерной системы. Аналогично, в Северном Ледовитом океане такие разломы характерны только для Евразийской котловины со срединным хребтом Гаккеля и не характерны для структуры дна к востоку от хр. Ломоносова. В Индийском океане такие разломы присущи тоже только зонам срединных хребтов и не развиты в восточной половине океана.

Зоны разломов имеют вид узких, протяженных полос со значительно более расчлененным рельефом, чем на смежных участках дна, и нередко сопровождаются желобами. Например, известная, ставшая классической в исследовании океана зона разлома Мендосино представлена асимметричным хребтом со впадиной у подножия уступа. Средний перепад глубин в пределах такой зоны может достигать 1 км. Зоны разломов Атлантического и Индийского океанов еще более контрастны по рельефу, например, зона разлома Романш имеет глубины желоба свыше 7500 м.

Несмотря на то что имеются данные о наличии вертикальных движений по зонам разлома, наиболее характерны для них горизонтальные сдвиговые

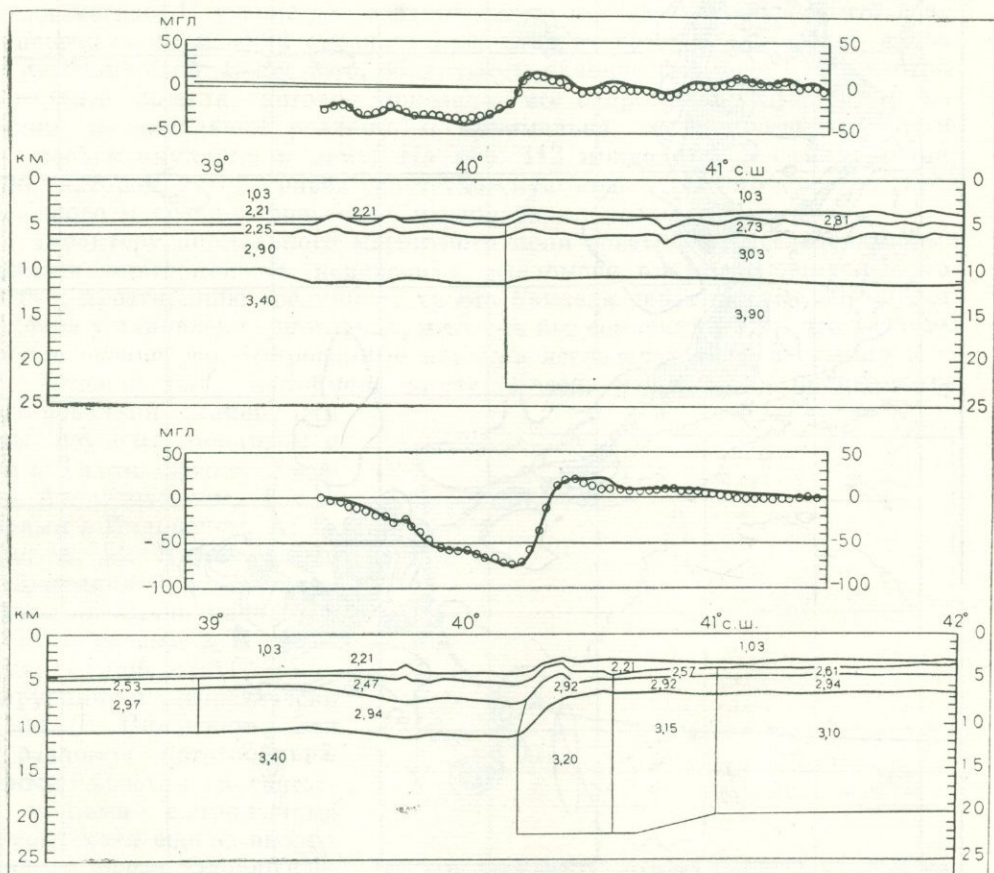
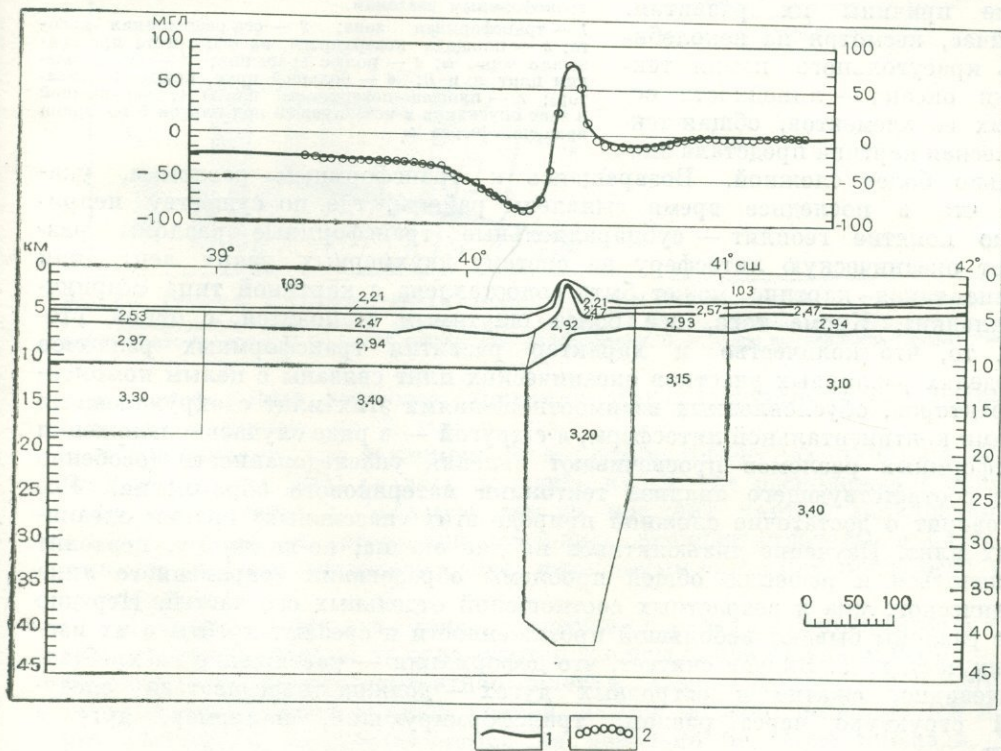


Рис. 112. Профили разлома Мендосино, составленные с учетом соответствия сейсмических и гравитационных аномалий: а — профиль вблизи 132° 30' з. д. (северная часть профиля в коре возраста 15 млн. лет); б — профиль вблизи 127° 30' з. д. (северная часть профиля находится вблизи хр. Гор

перемещения. Смещение магнитных аномалий позволило, например, определить, что по разлому Мендосино произошел левый сдвиг с амплитудой около 1170 км. Это наибольший из известных в настоящее время горизонтальных сдвигов на дне океана. Зоны разломов охватывают океаническую кору и верхнюю мантию, поэтому их исследование представляется важнейшей задачей.

Эти разломы, именуемые трансформными, являются пассивными границами океанических литосферных плит, по ним плиты сдвигаются друг относительно друга.

Как отмечалось выше, осевая зона разрастания океанических хребтов не прослеживается непрерывно, она разрывается и нарушается трансформными разломами, которые местами образуют клиффы (высокие обрывы). Если две жесткие плиты по обе стороны хребта, рассеченного зонами разломов, раздвигаются, перемещаясь по сфере, то их относительным движением должно быть вращение вокруг некоторой точки, названной «полюсом разрастания». Ось вращения, проходящая через этот полюс и центр Земли, соответственно получила название «ось разрастания». Если единственное движение в зоне разломов — это скольжение двух плит относительно друг друга, тогда зоны разломов должны ориентироваться вдоль параллелей, нанесенных относительно полюса разрастания, и скорости разрастания в любой точке на хребте должны быть пропорциональны кратчайшему расстоянию этой точки до оси разрастания (рис. 113).



гравиметрических данных, и аномалии Фая (мг) над этими профилями (Delinger et al., 1970).
 профиль вблизи 120°20' з. д. (северная часть профиля находится вблизи хр. Горда); в — профиль вблизи
 да). Возраст земной коры южнее Мендосино 30 млн. лет).
 люденные; 2 — то же, вычисленные

Именно такую картину и можно наблюдать в современном океане. Достаточно обратиться к рис. 61, где нанесены оси трансформных разломов в Мировом океане, чтобы убедиться, что разломы такой, почти математической упорядоченности могут быть созданы только единым механизмом, действующим в пределах всей Земли. Первоначально, когда исследователи океана находились под шоковым воздействием покрывающей простоты строения поверхностной тектоники дна, причину трансформных разломов видели лишь в дифференциации скоростей раздвижения по простиранию рифтовых зон. Однако повсеместность развития таких разломов на океаническом дне заставила искать другие причины их развития. И сейчас, несмотря на неколебимость краеугольного камня тектоники океана — линейности основных ее элементов, общая тектоническая картина предстала значительно более сложной. Возвращаясь к трансформным разломам, укажем, что в последнее время выявлены районы, где по существу неприемлемо понятие геоплит — субпараллельные трансформные разломы разбивают океаническую литосферу на систему двухмерных узких лент, или в плане такая картина может быть сопоставлена с картиной типа «кирпичной кладки». Кроме того, все более ощутимым становится, с одной стороны, то, что количество и характер развития трансформных разломов в пределах различных участков океанических плит связаны с целым комплексом факторов, обусловленных взаимоотношениями этих плит с окружающими блоками континентальной литосферы, а с другой — в ряде случаев в заложении трансформных разломов просвечивают явления унаследованности (особенно после соответствующего анализа тектоники материкового обрамления). Все это говорит о достаточно сложной природе этих «пассивных» границ океанических плит. Изучение дизъюнктивов на дне океана, по-видимому, позволит приблизиться к решению общей проблемы образования современного лика океанического дна и возрастных соотношений отдельных его частей. Нередко такие разломы бывают небольшой протяженности и срезают хребты в их изогнутых частях. Т. Вилсон считает, что деформация — растяжение на хребтах, и, очевидно, сжатие в островных дугах — должна передаваться следующей структуре через разлом, трансформирующий, например, дугу в хребет.

Понятие трансформного, или переходного, разлома оказалось очень плодотворным для объяснения тектоники дна и позволило уяснить взаимную роль хребтов и поперечных к ним разломов. На рис. 114 приводится серия вариан-

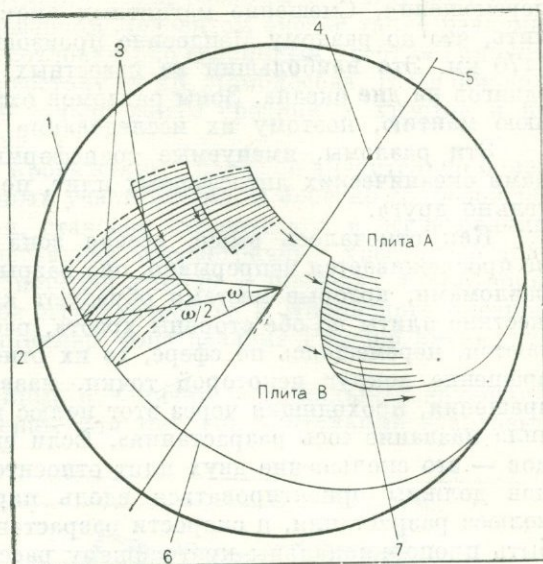


Рис. 113. Схема перемещения (вращения) плит по трансформным разломам.

1 — трансформная зона; 2 — ось разрастания хребта; 3 — площадь поверхности на оси хребта при вращении через ω ; 4 — полюс вращения; 5 — ось вращения плит А и В; 6 — большой круг вращения (экватор); 7 — площадь поверхности плиты А, разрушенной в зоне опускания и исчезнувшей под плитой В во время вращения через ω

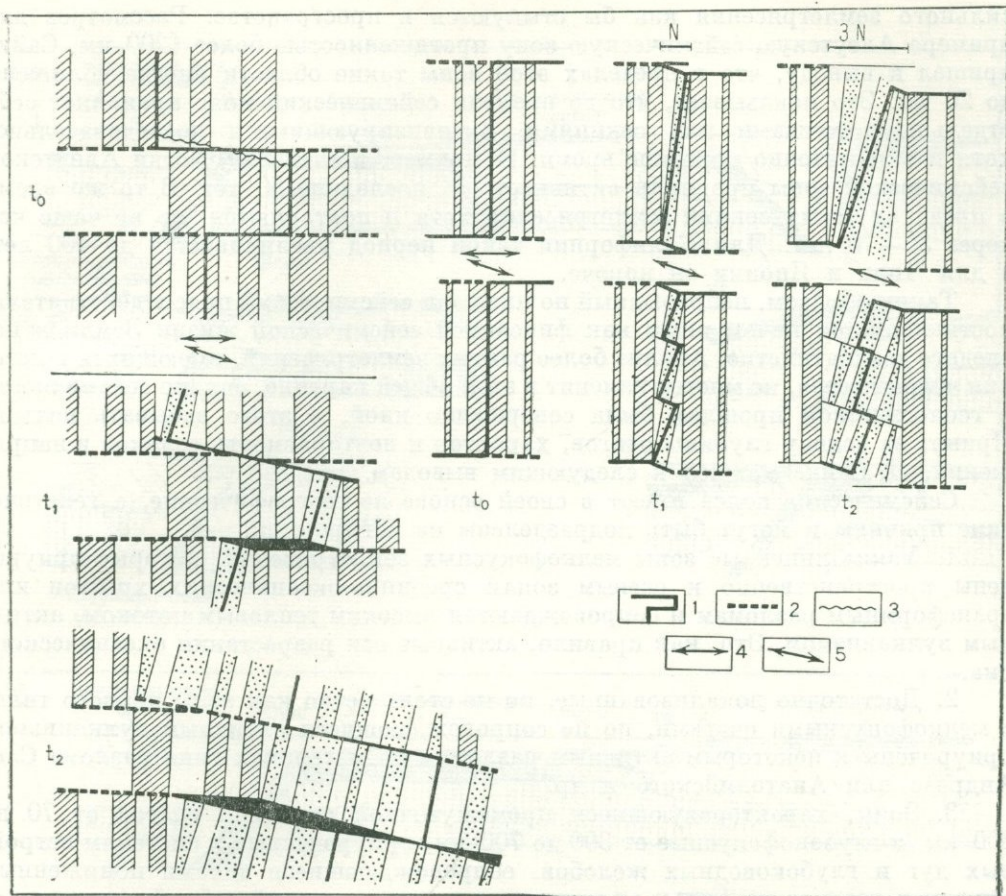


Рис. 114. Стадии t_0 , t_1 и t_2 разрастания и поворота хребта при различных вариантах трансформных разломов. 1 — трансформные разломы и раздвижение хребта; 2 — границы зон; 3 — изменение этих границ в результате поворота; 4 — старое направление раздвижения; 5 — новое направление раздвижения

тов трансформных разломов, показывающих различные стадии разрастания и поворота хребта, по Т. Вильсону.

При относительно равномерной сети сейсмологических станций и обработке этих данных на ЭВМ удалось получить карту, где расположение эпицентров получило значительно большую, чем на прежних картах локализацию. Пояса эпицентров землетрясений оказались сконцентрированы в более узких полосах, чем это считалось ранее, и тем самым карта приобрела особую выразительность.

Л. Сайкс убедительно доказал имевшееся ранее предположение о том, что землетрясения-гиганты не повторяются дважды подряд в одном и том же месте. Рассмотрев не только одноактное явление главного толчка, но и афтершоки, которые, идя по ниспадающей кривой, длятся нередко месяцами, он показал, что афтершоки распространяются на довольно большую площадь, причем если области сильных землетрясений пространственно не перекрываются, то области дисперсии афтершоков, как правило, соприкасаются с областью предыдущего землетрясения. Таким образом, зоны влияния разрядки напряжения

сильного землетрясения как бы стыкуются в пространстве. Рассмотрев для примера Алеутскую сейсмическую зону протяженностью более 1200 км, Сайкс пришел к выводу, что в пределах этой зоны такие области иногда сближены до 20 км. Это показывает, что во времени сейсмический пояс проявляет себя отдельными кусками или секциями, активизирующимися последовательно, хотя и в достаточно короткое время. Например, почти все участки Алеутской сейсмической зоны проявили активность за последние 50 лет. В то же время в пределах таких секций землетрясения хотя и повторяются, но не чаще чем через 30—70 лет. Для Калифорнии такой период увеличивается до 100 лет, а для Чили и Японии он короче.

Таким образом, непрерывный по площади сейсмический пояс в действительности является ничем иным как фиксацией сейсмической жизни Земли в последнее двадцатилетие. Анализ более ранних землетрясений, имеющих в истории человечества, не многое изменит в этой общей картине, однако сейсмичность в геологическом прошлом была совершенно иной, и этого забывать нельзя. Приняв за основу глубины очагов, характер и повторяемость толчков и напряжений, Л. Сайкс пришел к следующим выводам.

Сейсмические пояса имеют в своей основе не географические, а генетические причины и могут быть подразделены на четыре типа.

1. Узкие линейные зоны мелкофокусных землетрясений, которые приурочены пространственно к осевым зонам срединно-океанических хребтов или трансформным разломам и сопровождаются высоким тепловым потоком, активным вулканизмом. Это, как правило, активные оси разрастания океанического дна.

2. Достаточно локализованные, но не столь четко как зоны первого типа, с мелкофокусными очагами, но не сопровождающиеся активным вулканизмом приурочены к некоторым активным разломам на материках типа разлома Сан-Андреас или Анатолийского и др.

3. Зоны, характеризующиеся промежуточной глубиной очагов от 70 до 300 км, и глубокофокусные от 300 до 700 км, приуроченные к системам островных дуг и глубоководных желобов, сопровождающиеся зонами пониженных тепловых потоков на дне, и вулканизмом на прилегающей земной поверхности со сдвигом в сторону дуг и (или) континента.

Если для первых двух типов характерно расположение роя очагов приблизительно в вертикальной плоскости, то для третьего типа сейсмических зон характерно изменение положения очагов с глубиной по наклонной плоскости, известной как зона Заварицкого — Беньофа.

4. Зоны, которые характеризуются мелкофокусными землетрясениями, приуроченными к горным цепям.

Изучение механизма очагов землетрясений явилось еще одним важным источником информации о характере геодинамических процессов, имеющих место в верхней (хрупкой) части Земли. В частности, именно эти исследования со всей очевидностью показали, что рифтовые зоны являются областями действия растягивающих напряжений, а зоны перехода от материков к океану — областями сжатия.

В соответствии с идеями разрастания, поступлением нового мантийного материала в земную кору в зонах рифтов, выдвигается проблема избытка вещества коры, проблема пространства для ее экспансии. Эта проблема должна решаться в плане либо дрейфа континентов, либо погружения океанической литосферы в низы мантии в пределах переходных зон (рис. 115, а). Сложные геологические процессы, развивающиеся в этих зонах, изучены еще недоста-

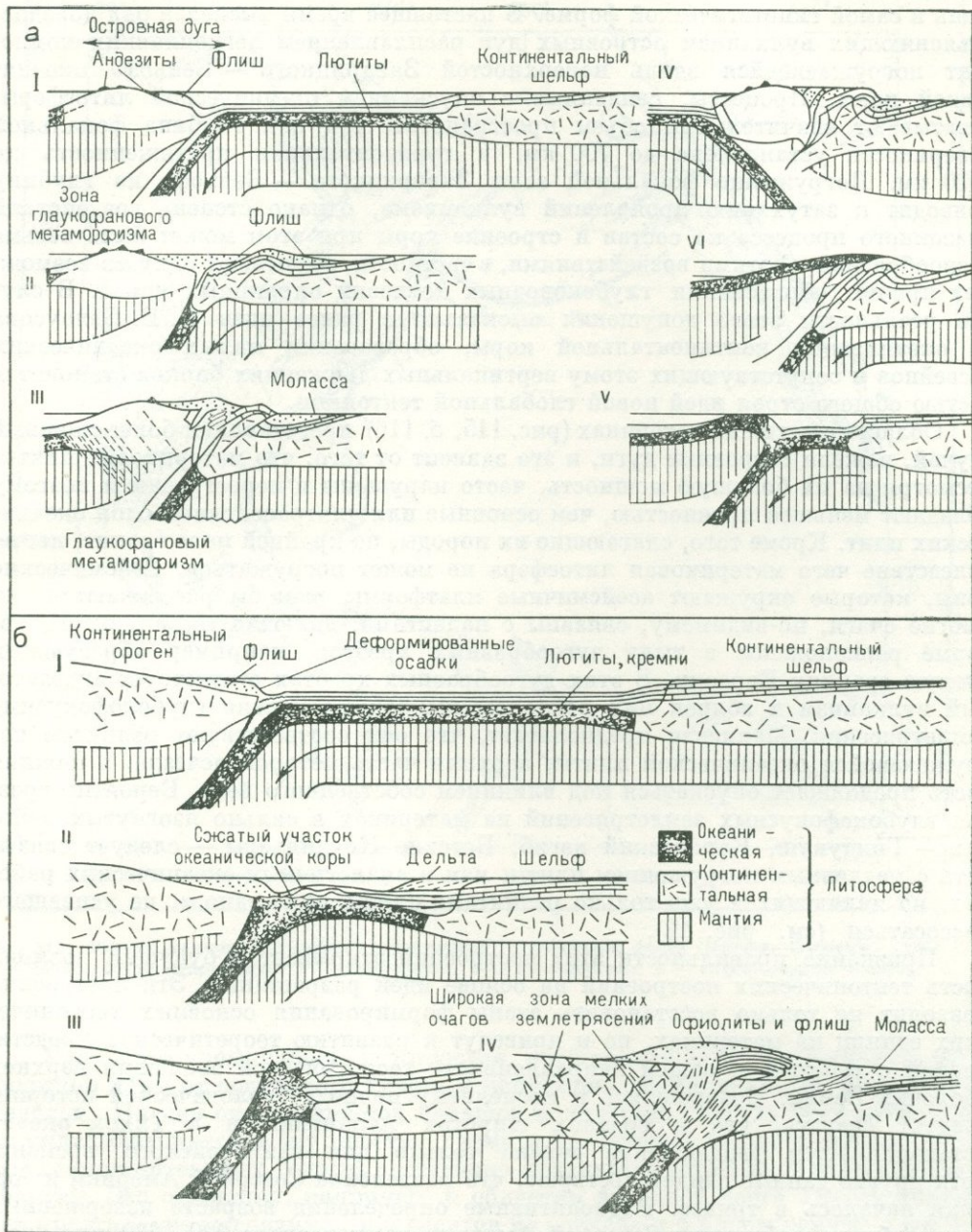


Рис. 115. Различные этапы (I—VI) поддвижения океанической литосферы при «захлопывании» старого океана (Дьюи, Берд, 1970).

а — начальная стадия «захлопывания», образования островных гряд и соединение с континентом; б — процесс «захлопывания» океана на последней стадии — соединение двух континентов (IV — стадия, в которой находится Гиндукуш)

точно, поэтому о геодинамической модели таких регионов можно говорить лишь в самой гипотетической форме. В настоящее время высказан ряд доводов, объясняющих вулканизм островных дуг расплавлением легкоплавких компонент погружающейся вдоль поверхностей Заварицкого — Беньофа океанической коры. Процессы, связанные с опусканием океанической литосферы, охватывают значительный объем пространства, так как глубина фокальной поверхности установлена до 700 км, а горизонтальная протяженность до 1000 км. Погружение фокальной зоны Заварицкого — Беньофа на глубину приводит к затуханию проявлений вулканизма, однако степень воздействий указанного процесса на состав и строение коры при этом может быть весьма разнообразной. С этими воздействиями, в частности, связывают одну из возможных причин образования глубоководных котловин украинских морей. В случае реальности этого допущения высказанные ранее идеи В. В. Белоусова об океанизации континентальной коры, образовании малых океанических бассейнов и сопутствующих этому вертикальных движениях блоков становятся частью общего строя идей новой глобальной тектоники.

Области сжатия на материках (рис. 115, б, 116) представляют более сложный случай, нежели островные дуги, и это зависит от того, что материковые плиты, несмотря на их большую мощность, часто нарушены и перестроены и поэтому обладают меньшей прочностью, чем основные или ультраосновные слои океанических плит. Кроме того, слагающие их породы, по крайней мере гранит, легче, вследствие чего материковая литосфера не может погружаться. Сейсмические зоны, которые окружают асейсмичные платформы, как бы рассеиваются, но многие очаги, по-видимому, связаны с надвигами, включая те эпицентры, которые расположены в тылу дугообразных хребтов, например образующих южную границу Евразии. В этих дугообразных хребтах отсутствует андезитовый вулканизм и вблизи них расположены исключительно глубокофокусные землетрясения. Маккензи предполагает, что они соответствуют реликтам погружающейся океанической плиты, верхняя часть которой исчезла, а нижняя часть продолжает опускаться под влиянием собственного веса. Вероятно грядя глубокофокусных землетрясений на материках в сильно изогнутых районах — Гиндукуш, Карпатский изгиб, Бетские Кордильеры — следует связывать с медленным погружением плиты, как в аналогичных океанических районах, но являющихся уже только реликтами плиты, ее «останца», не успевшего рассосаться (см. рис. 12).

Признание правильности этих построений открывает в будущем возможность тектонических построений на основе идей разрастания. Эти построения позволят не только восстановить этапы формирования основных тектонических единиц на материках, но и приведут к развитию теоретических представлений о генезисе и общей направленности геологической эволюции верхней оболочки Земли. Возвращаясь к последнему периоду геологической истории, следует сказать, что в средних широтах Атлантики и в Тихом океане устанавливается раздвижение океана только для кайнозойского времени, хотя другие данные свидетельствуют, что разделение Северной Америки и Африки началось в триасе. Радиоактивные определения возраста изверженных пород вблизи побережья Северной Америки дают возраст 220—230 млн. лет.

В Южной Атлантике выделяют участки земной коры с возрастом 70 млн. лет, а разделение Африки и Южной Америки относят на 120 млн. лет назад.

Индийский океан имеет более сложную историю возникновения. Предполагается частичное раскрытие и разрастание коры в пермотриасе, наиболее активное разрастание показывает позднемезозойский возраст.

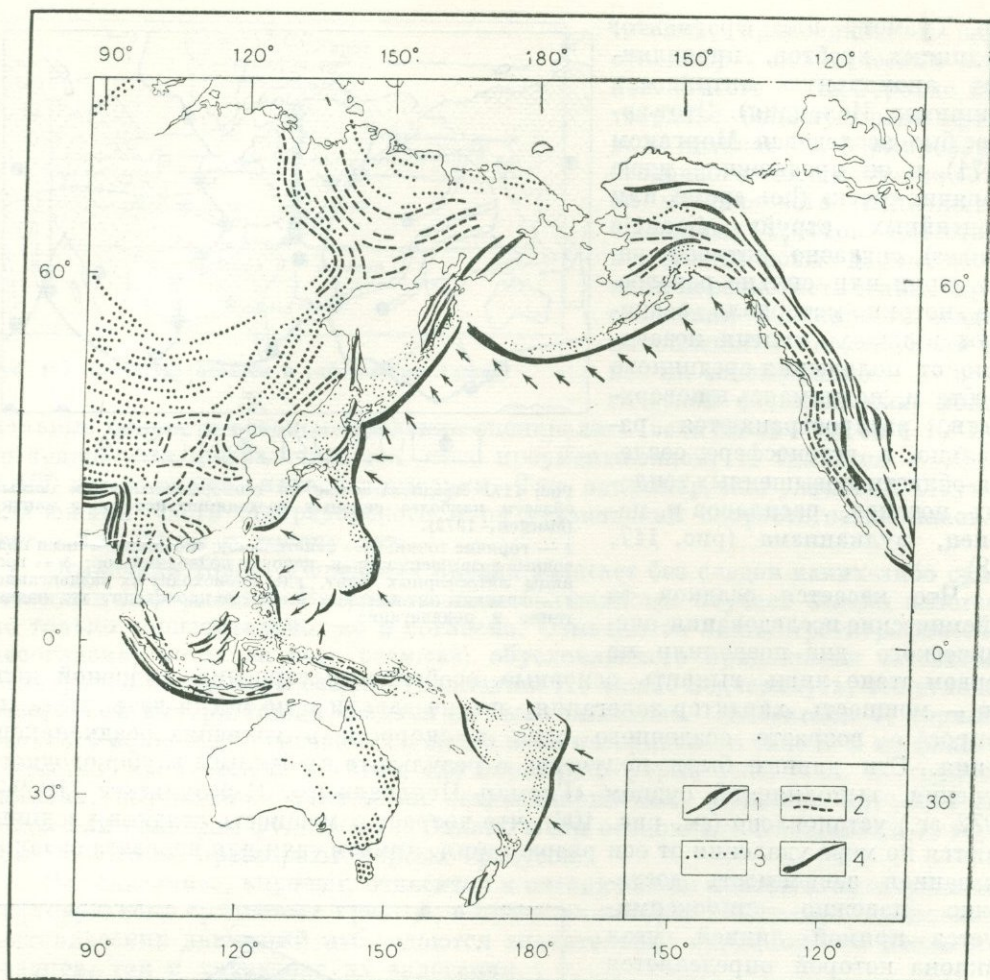


Рис. 116. Области материковых сжатий в различные геологические эпохи (Heezen, Hollister, 1971).
 1 — кайнозойские напряжения; 2 — мезозойские; 3 — палеозойские; 4 — глубоководные желоба

Уже ранее упоминалось, что простая, обобщенная схема разрастания океанической коры от срединного хребта к периферии является сугубо упрощенной моделью. На дне океана имеется большое количество структурных элементов, не укладывающихся в эту простую схему и требующих каких-то дополнительных, самостоятельных, иногда достаточно локальных источников тектонической энергии. Это относится, например, к областям западной части Тихого океана, где простирание магнитных линейментов не совпадает с простиранием в восточной части, и это потребовало предположения о существовании палеосрединных хребтов.

В еще большей степени общая схема не укладывалась в представления о генезисе асейсмичных хребтов типа Риу-Гранде, Китового и других, а также системы вулканических хребтов типа Гавайского, Императорских

гор, Туамоту или фрагментов срединных хребтов, проявлявших аномальную активность (например, Исландия). Этот вопрос был исследован Морганом (1971), и он предложил идею «горячих точек» (hot spots), или «мантийных струй» (mantle plumes), согласно которой узкие струи или сильно разогретые потоки материала возникают в низах мантии независимо от положения срединного хребта и, поднимаясь к поверхности, распространяются радиально в астеносфере, создавая области повышенных тепловых потоков, расплавов и, наконец, вулканизма (рис. 117, 118).

Что касается осадков, то сейсмические исследования океанического дна позволили на первом этапе лишь выявить основные особенности строения осадочной толщи — мощность, характер залегания, но не давали и не могли дать ответ на вопрос о возрасте осадочного слоя и скорости в условиях осадконакопления. Эти данные были получены в результате программы глубоководного бурения, выполняемой судном «Гломар Челленджер». В результате (1969—1972 гг.) установлено (см. рис. 106), что возраст и мощность осадков увеличиваются по мере удаления от оси разрастания, причем если для возраста осадков указанная зависимость достаточно надежно аппроксимируется прямой линией, угол наклона которой определяется скоростью разрастания данного участка океана, вычисленной по магнитным аномалиям, то для мощности осадков эта зависимость носит скорее статистический характер, за исключением областей развития срединных хребтов и зон спокойного поля, где мощность осадков возрастает пропорционально возрасту океанической коры.

Наряду с пелагическим типом осадков, существование которого было известно ранее, установлено широкое развитие терригенных отложений и продуктов деятельности придонных

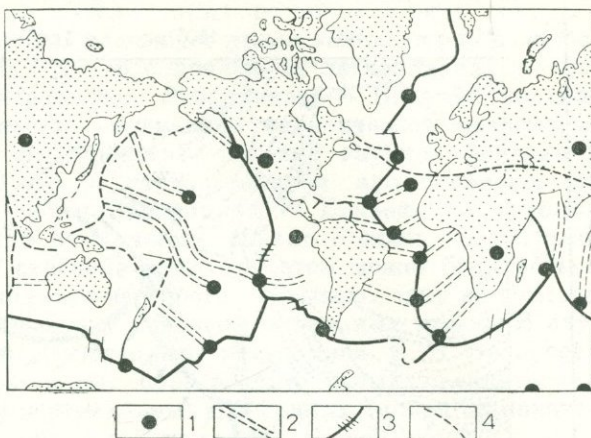


Рис. 117. Предполагаемые по геоморфологическим данным области наиболее сильных восходящих потоков в мантии (Morgan, 1972).

1 — горячие точки; 2 — генетически связанные с ними подводные возвышенности и цепочки подводных гор; 3 — границы литосферных плит, где происходит их раздвижение; 4 — границы литосферных плит, где происходит их сдвигание и поддвижение

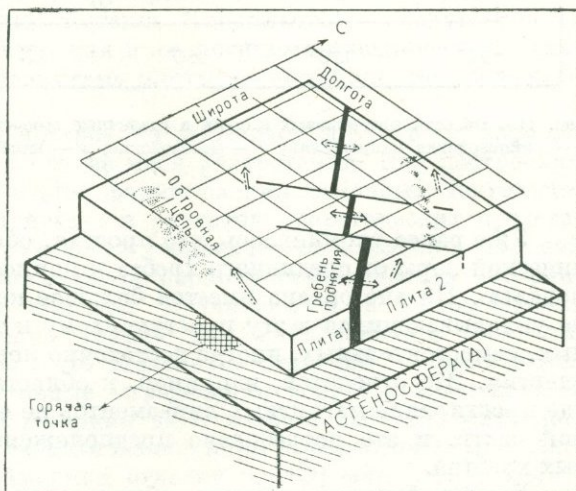


Рис. 118. Перемещение плит над «горячей» точкой (Winteteg, 1973)

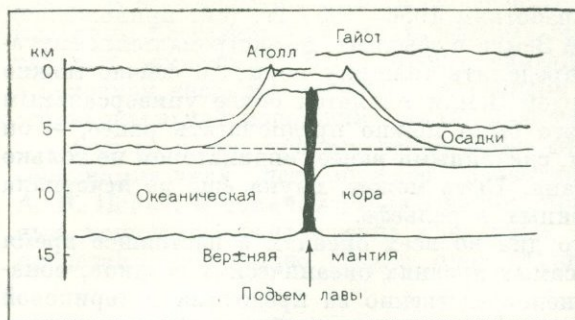


Рис. 119. Структура атоллов и гайотов (по Хизену)

максимальные скорости осадконакопления оценивались величиной в 1,6 см в 10^3 лет, то теперь эта цифра считается явно преуменьшенной, а значение в 10 см в 10^3 лет тоже не является высоким. Так, например, как указывал Лаутон, для южной части Лабрадорского моря установлены скорости осадконакопления в 10—20 см в тысячу лет.

Осадочная толща в пределах океана залегает без следов каких-либо существенных деформаций. В подавляющем большинстве случаев осадки залегают не только горизонтально, но и согласно. Отмечаются лишь стратиграфические несогласия, когда за счет размыва, обусловленного придонными течениями, образуются перерывы в осадконакоплении. Но важно подчеркнуть, что угловых несогласий внутри толщи осадков не было выявлено. Отклонения от горизонтального залегания отмечаются лишь в зоне материкового склона и на флангах срединно-океанических хребтов, где первичная форма залегания, не горизонтальная, обусловлена условиями осадконакопления, наличием мутьевых потоков или рельефом фундамента. Однако и эти отклонения в залегании от горизонтального не превышают первых градусов.

Все сказанное, впрочем, относится к океаническим плитам и не затрагивает рифтовую зону срединных хребтов, в пределах которой вследствие интенсивных тектонических движений наблюдаются значительные вариации как мощностей осадков, так и характера их залегания.

Рассматривая некоторые закономерности строения и развития срединных хребтов и анализируя распределение их высот, скоростей разрастания океанической коры, тепловых потоков и других особенностей, в хорошо изученных регионах океана, Склейте и его коллеги приходят к выводу, что существует четкая связь между высотой хребта и возрастом океанической коры, и эта четкая закономерность одинаково хорошо подтверждается на всех океанах — Тихом, Атлантическом, Индийском. Однако в Северном Ледовитом океане наблюдается несколько более сложная зависимость, возможно, связанная с более сложной историей раскрытия этого океана. Авторы объясняют эту связь остыванием плиты литосферы. На основании полученных закономерностей Склейте и его коллеги предлагают использовать топографические профили океанического дна для предсказания возраста океана там, где отсутствуют магнитные данные.

Детальное изучение топографических профилей в различных регионах показало, что хребты, медленно разрастающиеся, т. е. со скоростями меньшими 3 см в год, имеют большую высоту, чем хребты с большими скоростями разрастания.

течений, приводящих к перетолжению пелагических осадков. Вместе с тем бурение подтвердило большую роль мутьевых потоков в формировании осадочного слоя, особенно вблизи материкового подножия и срединных хребтов. Естественно, что эти новые данные заставили пересмотреть старые представления о скорости осадконакопления в океане. Если ранее на основе данных о пелагической седиментации максимальные скорости осадконакопления оценивались величиной в 1,6 см в 10^3 лет, то теперь эта цифра считается явно преуменьшенной, а значение в 10 см в 10^3 лет тоже не является высоким. Так, например, как указывал Лаутон, для южной части Лабрадорского моря установлены скорости осадконакопления в 10—20 см в тысячу лет.

Если обратиться к нашим разработкам 1956—1957 гг. (см. приложение), где указывалось, что рельеф твердой Земли в обычных, не экстремальных ситуациях позволяет приблизительно определить толщину коры, то сейчас можно прийти к выводу, что рельеф твердой Земли является более универсальным показателем истории Земли, чем это было можно предполагать ранее, — он является, разумеется, с оговорками, сделанными ранее, индикатором не только толщины коры, но и возраста океана. Быть может, наука еще не исчерпала и других возможностей, запечатленных в рельефе.

Итак, молодость океанического дна во всех океанах в настоящее время установлена определенно; возраст самых древних океанических осадков, обнаруженных в Северной Атлантике непосредственно за пределами материковой суши, составляет 165 млн. лет, т. е. имеет возраст средней юры. Это свидетельствует о существовании здесь в мезозое океана, открывавшегося со скоростью разрастания вдвое больше современной. Возможно, что в северной части Тихого океана мог быть обнаружен более древний фундамент, если бы не слои кремнистых пород, препятствующих бурению. Последние встречаются также в Северной Атлантике, где они служат важным опорным сейсмическим горизонтом, и их возраст приблизительно 70 млн. лет.

И, наконец, говоря о горизонтальных, огромных по величине передвижениях океанической земной коры, нельзя не отметить и то, что бурение по программе ДЖОДЕС показало, что океаническое дно помимо горизонтальных претерпевало большие и быстрые вертикальные смещения. Нижние части осадочных колонок содержат известняк, тогда как в верхних частях его нет. Следовательно, они отлагались ниже уровня растворения. Примером вертикальных движений может служить приведенный на рис. 119 атолл. Предполагается, что такие опускания являются следствием опускания дна на склонах хребта. Однако в северной части Атлантического океана установлены блоки, отделившиеся от материков в течение раскрытия, и затем очень быстро погружившиеся. Нами в 1972 г. высказывалось предположение, что вертикальные подвижки океанического дна могут быть следствием того, что возникновение срединных хребтов, их формирование сопровождается возникновением компенсационных областей погружения, и именно этот механизм здесь приемлем.

Общей гипотезой расширения морского дна не исключается, а наоборот, обуславливается обязательное проседание коры по мере движения литосферы от оси хребта, однако выявлены районы, не укладывающиеся в эту простую схему раздвижения и оседания, районы, которым свойственны собственные тектонические вертикальные движения. Так, например, признаки аномального оседания обнаружены в районах банки Роколл, поднятия Риу-Гранде, Мексиканского залива, хребтов Найнтист и Брокен, холма Орфин и многих других. Плато Натуралистов, Барбадосский хребет и другие испытали, наоборот, значительное поднятие, не объяснимое с позиций роста новой коры за счет разрастания вдоль оси хребта. На Гавайском хребте, рост которого с общих позиций должен обуславливаться локальной областью разогрева мантии и интрузиями типа «горячей точки», во всех пяти пунктах глубоководного бурения обнаружен не разный, как это предусматривается теорией «горячих точек», а одинаковый, близкий к нормальному значению тепловой поток.

Однако следует признать, что с позиций генезиса океана вследствие разрастания, при всей реальности в настоящее время такого процесса, еще многие вопросы остаются нерешенными и требуют разработки ретроспективных мо-

делей. В особенности остаются нерешенными, обойденными полным молчанием, проблемы изостазии при столь быстрых в геологическом исчислении горизонтальных движениях. Все вопросы, связанные с изостазией, до сего времени в основном касались времени и механизма вертикальных движений. Проблема «горизонтальной изостазии» остается нерешенной.

Вместе с тем, процесс расширения дна океана, вероятно, не исчерпывает геодинамической истории его развития. Например, идея, высказанная А. В. Пейве, о наличии этапа сжатия, приводящего к формированию подводных поднятий-гигантов типа срединных хребтов и появлению новой коры, представляется также весьма продуктивной.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ПРОБЛЕМЫ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В предыдущем разделе отмечалось, что новые геоморфологические и геофизические данные по изучению дна океана стимулировали разработку новой гипотезы о формировании океанического дна, удовлетворяющей фактам последних лет. Такой оказалась гипотеза разрастания океанов. Однако предположение о возможном, почти мгновенном в геологическом исчислении обновлении земной коры более чем на половине поверхности земного шара, в свою очередь стимулировало разработку новой концепции тектонической истории Земли, которая вмещала бы феномен океанического разрастания и всю гамму сложнейших и разнообразнейших проявлений геологической истории на континентах. Такая концепция в настоящее время создается в рамках мобилистических реконструкций и на данном этапе известна под названием тектоники мобильных литосферных плит, или просто тектоники плит.

Таким образом, если первым этапом разработки новой глобальной тектоники была концепция раздвигания — разрастания — океанического дна — спрединга (spreading), то вторым этапом явилась разработка общей динамической модели, для чего потребовался отход от разделения Земли на оболочки, например, по модели Буллена или другим близким моделям, и переход на модели строения Земли, основанные на комплексе физико-химических свойств среды. В этом представлении верхние оболочки Земли подразделили на: 1) литосферу — прочную наружную оболочку толщиной около 100 км; 2) астеносферу — слой с низкими прочностными характеристиками толщиной до 100 км и более; 3) мезосферу — слой повышенной прочности, простирающийся от астеносферы до ядра. Важность рассмотрения именно всей кристаллической оболочки Земли, а не только земной коры, нами подробно анализировалась еще в 1961 г. и для понимания некоторых особенностей развития поверхности Земли, в частности распределения напряжений на поверхности, было предложено рассматривать кристаллическую оболочку Земли как совокупность всего материала, залегающего выше астеносферы.

Литосферные плиты и характеристика границ. Основным положением, отличающим тектонику плит от других гипотез геологического развития Земли, является то, что в ней в качестве тектонических элементов первого порядка принимаются не континенты и океаны, а литосферные плиты, которые могут включать как континентальные, так и океанические сегменты коры, и главное, формирующее лик Земли начало признается за мощными горизонтальными движениями крупных плит. Первоначально выделялось шесть крупнейших плит: Тихоокеанская, Американская, Африканская, Евразийская, Австралийская и Антарктическая (рис. 120), которые и приняты за основу генерализованных глобальных построений и теоретических расчетов. Позднее, в результате уточнения границ плит их количество

увеличилось вследствие деления на более мелкие, и в настоящее время отдельные авторы выделяют до ста плит.

Горизонтальные размеры главных плит более чем в десятки раз превышают толщину, и это позволяет рассматривать их как тонкие и жесткие пластины, залегающие на вязкой астеносфере. Вследствие этого плиты обладают возможностью скользить по последней как единое целое.

Литосферные плиты разделяются границами трех типов. Первый тип — дивергентный, или тыловой, — представлен осями разрастания срединно-океанических хребтов, иногда рифтовыми долинами, и здесь действуют растягивающие напряжения и происходит непрерывный процесс образования, конструирования, созидания новой литосферы за счет материала мантии. Границу дивергентного типа сравнивают с постоянно замерзающей трещиной между двумя расходящимися льдинами.

Второй тип границ — конвергентный, или фронтальный, имеет обратное предназначение — уничтожать избыток литосферы. Он представлен глубоко-водными желобами, островными дугами и молодыми складчатыми поясами; здесь происходит либо погружение литосферы в астеносферу, либо сокращение поверхности плит за счет смятия литосферы. В первом случае избыток литосферы погружается до глубины 600—700 км, полностью ассимилируется в астеносфере и мезосфере, и опосредствованно влияет на создание новой, островодужной коры. В другом случае происходит смятие литосферы, чешуйчатое надвигание, коробление, образование горных цепей, утолщение коры.

Третий тип границ образован трансформными разломами и представлен длительно действующими правосторонними или левосторонними сдвигами; они пассивны по отношению к созиданию и разрушению коры.

Таким образом, в идеальном случае литосферная плита ограничена фронтальной конвергентной границей, где происходит поглощение литосферы, тыловой дивергентной границей, где возникает новая литосфера, и боковыми границами — трансформными разломами. Более детальное изучение выявило, что действительное количество плит должно быть очень большим, при этом некоторые плиты перемещаются, пересекая промежуточные поверхности, так что одни из них раздвигаются, другие сближаются. Однако переход от плит-гигантов к плитам и миниплитам сводит понятие плиты к геоблокам и блокам, выделенным Н. С. Шатским. Разломы, разделяющие эти геоблоки, рассматривались многими советскими геологами (А. В. Пейве, 1948—1969 гг. и др.).

Плиты имеют большое видовое разнообразие. Одни из них отличаются устойчивостью, высокими градиентами структурной анизотропии, низкой скоростью структурообразования, длительностью существования. Другие плиты неустойчивы, раздроблены, обладают низкой анизотропией структуры по вертикали и горизонтали, большой скоростью корообразования и разрастания плиты в целом и в то же время краткостью существования отдельных частей плиты. Сами плиты чрезвычайно различны, в отдельных частях имеют различную динамику корообразования и структурообразования, обладают непрерывно нарушающейся симметрией структуры. Если разрез такой плиты представить в виде слоя, то в нем по горизонтали будут изменяться не только геологический состав пород, но и плотность, трещиноватость, намагниченность, геостатическое давление, пористость, капиллярные эффекты, водонасыщенность, дефектность и многие другие факторы. Особенно удивляет, что в пределах отдельных частей плит крайне изменяется температура и, как ее следствие, в сочетании с давлением, — вязкость. Подтверждением этого положения является, например, обнаружение в пределах Западно-Сибирской низменности

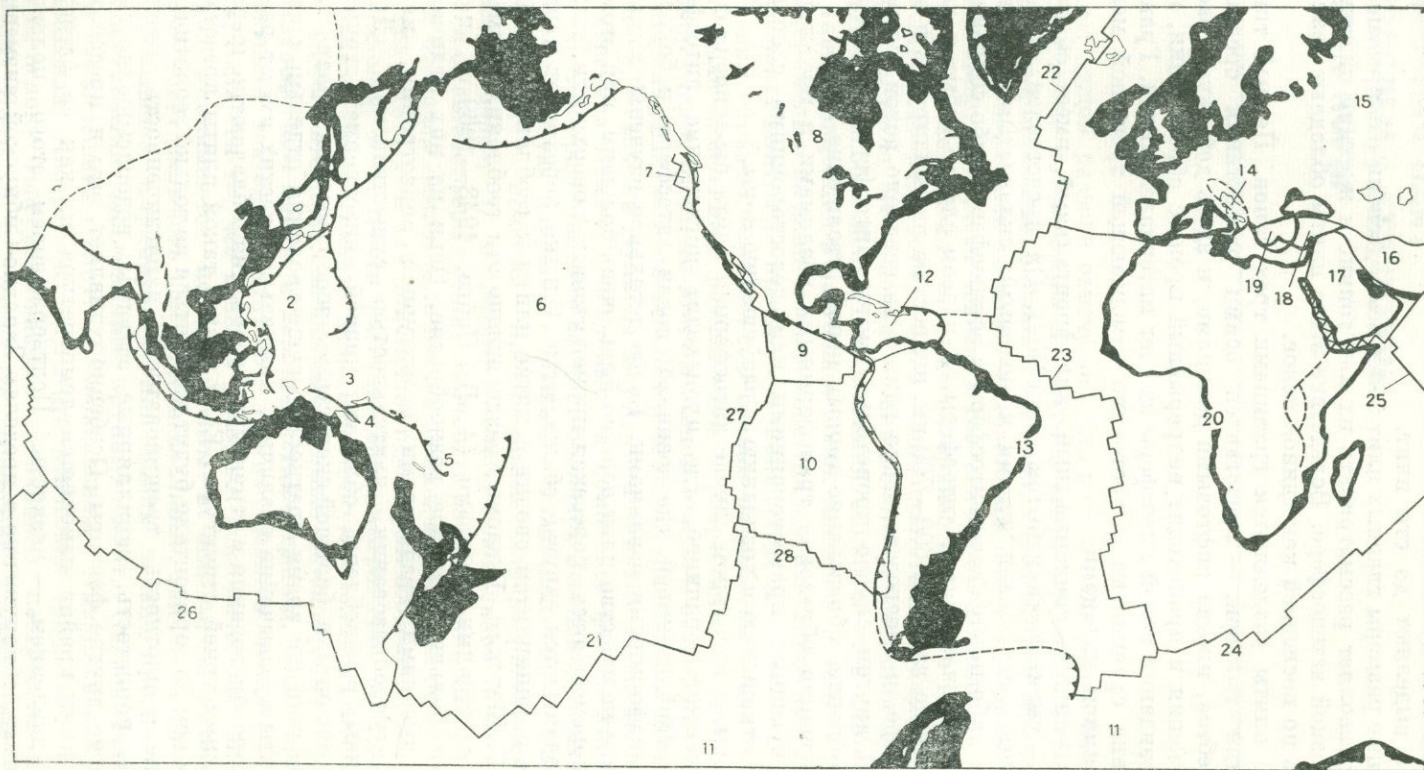


Рис. 120. Мозаика плит (по Дьюи).

Плиты: 1 — Австралийская, 2 — Филиппинская, 3 — Бисмарка, 4 — Соломонова, 5 — Фиджи, 6 — Тихоокеанская, 7 — Горда, 8 — Северо-Американская, 9 — Кокосовая, 10 — Наска, 11 — Антарктическая, 12 — Карибская, 13 — Южно-Американская, 14 — Адриатическая, 15 — Евразийская, 16 — Иранская, 17 — Арабская, 18 — Турецкая, 19 — Эллинская, 20 — Африканская. Срединно-океанические хребты: 21 — Тихоокеанско-Антарктический, 22 — Рекиялесс, 23 — Срединно-Атлантический, 24 — Атлантико-Индийский, 25 — Карлсберг. Поднятия: 26 — Индийское (Юго-Восточное), 27 — Восточно-Тихоокеанское, 28 — Чилийское. Пунктирными линиями на континентах показаны рифтовые долины, сплошными — зоны субдукции в Мировом океане, заштрихованы — области расширения континентальной коры на дне Мирового океана

в скважинах, расположенных на близком расстоянии, на одинаковых глубинах, генетически одинаковых пород, но находящихся в резко различных фазах катагенеза. Таким образом, на одних и тех же глубинах Земли в пределах одних и тех же плит существуют регионы, совершенно отличающиеся по комплексу не только петрологических, но и физико-механических свойств, что обязано влиять на сейсмические характеристики.

Тектоническая активность в пределах плит. Исследуя явления, связанные с распределением напряжений в горных породах различного возраста от докембрийских щитов до молодых складчатых зон, П. Н. Кропоткин пришел к выводу, что до глубины 1 км существует глобальное поле избыточных горизонтальных напряжений, которое значительно, в 5—30 раз, превышает величину геостатического давления. Обобщая результаты непосредственных измерений механических напряжений, П. Н. Кропоткин определяет переход от значительных избыточных напряжений в верхней части коры к напряжениям в астеносфере, равным величине геостатического давления. При этом на глубинах 10—40 км избыточные горизонтальные напряжения достигают максимума и составляют величину 2000—5000 кг/см². Они могут превысить предел прочности пород и могут рассматриваться как причина глубинных разломов и горизонтальных смещений, не связанных с конвекцией. При этом большое значение имеет различие напряжений по двум горизонтальным взаимоперпендикулярным направлениям. С резкой анизотропией напряжений, составляющих вытянутый эллипс напряжений, может быть связано возникновение скальвающих усилий. К анизотропным участкам поля напряжений приурочены новейшая складчатость, смещение по разломам, микросейсмичность, нарушение изостатического равновесия. Тектонически неактивные территории земного шара, по-видимому, соответствуют полю напряжений, когда их величины по осям эллипсоида примерно одинаковы.

Существование в системе плит движущихся и неподвижных, с различными динамическими характеристиками, создает сложные поля сил. Тектонические процессы в литосфере на границах плит представляют собой сложную геометрическую и механическую проблему, и природа неуравновешенных сил, вызывающих эти сложные явления, не имеет простого объяснения.

Тектоническая активность на промежуточных поверхностях сближающихся плит, по-видимому, более сложна, чем на границах раздвигающихся. Геологическая сложность на большинстве границ сближающихся плит приводит к выводу, что нужно обратить особое внимание на геометрические, термические и химические условия, предсказываемые концепцией плит. Анализ усложняется в том случае, если эти границы накладываются на тектонические явления более ранних эпох. Поскольку многие из древних промежуточных поверхностей теперь поднялись, опустились или метаморфизировались, то их определение представляет большие трудности. Возможно, что многие из этих древних границ погребены под континентами в таких районах как, например, Уральские горы в Евразии и Трансантарктический хребет в Антарктике.

Помимо тектонической активности на границах плит представляет интерес тектоническая активность в пределах плит. В целом внутриплитовые районы тектонически пассивны, однако это может быть лишь следствием недостаточной изученности этого рода тектоники. Чаще всего внутри плит может создаваться длительное прогибание с накоплением мощных осадочных масс, явления соляного диапризма и др. Вероятно, внутриплитовые напряжения являются их причиной. Так, например, М. К. Калинко указывал, что соляной диапризм характерен для районов сжатия.

Тектоническая активность внутри плит, не связанная с их раздвижением, включает и тектоническую деятельность, благодаря которой создаются асейсмичные хребты типа Карнеги, Кокос, Сьерра-Леоне, Бермудское и Гвинейское поднятия. Эти и подобные им асейсмические хребты очевидно являются результатом именно такой тектонической активности, которая связывается с локальным глубокопогруженным в мантию источником — «горячей точкой» (см. рис. 117). Однако глубоководное бурение, проведенное судном «Гломар Челленджер», не подтвердило последовательности возрастов пород, например, для Гавайского хребта.

Внутриплитовые районы континентальных плит являются более древними, чем внутриплитовые районы океанических плит. Но, как и в случае океанических плит, большинство континентальных плит содержит внутриплитовые «аномалии», оставшиеся от «ископаемых» структур в океанических внутриплитовых районах. К таким аномалиям на внутриплитовых районах на континентах относятся, вероятно, землетрясения, вулканическая деятельность, поднятия, опускания и образование складчатых областей. Нельзя не упомянуть в связи с этим о Западно-Сибирской низменности, неоднократно приводимой в пример «несостоявшегося океана», так как именно здесь обнаружены следы аномалии магнитного поля океанического типа, по-видимому «ископаемой аномалии», на что впервые обратила внимание Т. Н. Симоненко.

Таким образом, тектоническая активность на границах плит и во внутриплитовых районах есть поверхностное проявление внутренних процессов Земли. Зависимость эта очень сложна, и детали причинного механизма, связывающего эти явления, еще нужно изучить. Существенный корень тектоники мобильных плит заключается в геометрической эволюции плит и кинематике их относительного движения и поэтому главная задача, впервые предложенная А. Вегенером, — полностью изучить все геометрические аспекты эволюции плит.

Разработка идей движущихся плит в синтезе с разрастанием океана позволила вернуться к реконструкциям положения материков на планете.

Схематически в этом варианте история развития поверхности Земли в последние 300 млн. лет представляется такой.

В первой половине палеозоя на земном шаре существовал единый праокеан, одна из частей которого получила название океана Тетис, с корой океанического типа, и единый праматерик — Пангея или два суперматерика — Лавразия и Гондвана (возможно, с отдельными микроматериками) с корой континентального типа. В этот период на поверхности Земли произошел ряд расколов, причиной которых послужили внутренние физико-химические перестройки в мантии, различные, по представлениям разных авторов (астеносферные течения, вследствие гравитационной конвекции, по Григгсу, тепловой конвекции, по Д. Маккензи, струйного прорыва из низов мантии и его радиального распространения в астеносфере, по У. Моргану, горизонтальное растекание плотных неоднородностей, по Е. В. Артюшкову, термогравитационный эффект, по В. В. Федынскому и С. А. Ушакову, эффект затягивания, по У. Эльзассеру, магмовый прорыв и растяжение, по Л. Либутри, асимметричное развитие астеносферы, по Р. М. Деменецкой, выпадение двухвалентного железа из мантии, рост ядра и как следствие массоперенос мантийного материала, по О. Г. Сорохтину, асимметрия теплового поля, по Ж. Кулону, и многие другие варианты активизации и движения материала Земли), которые обеспечили предпосылки, создали регионы генетически подготовленные к решающим перестройкам, образовали

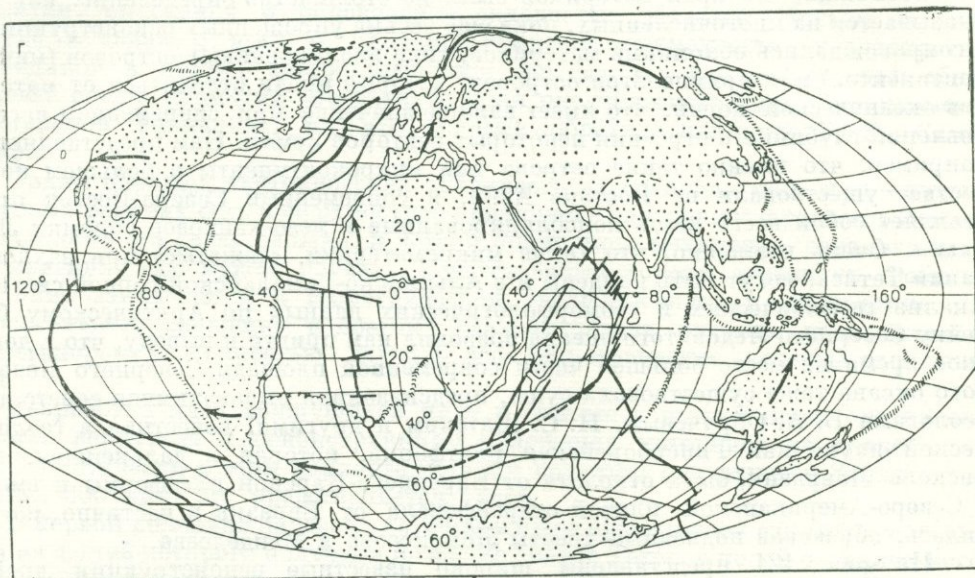
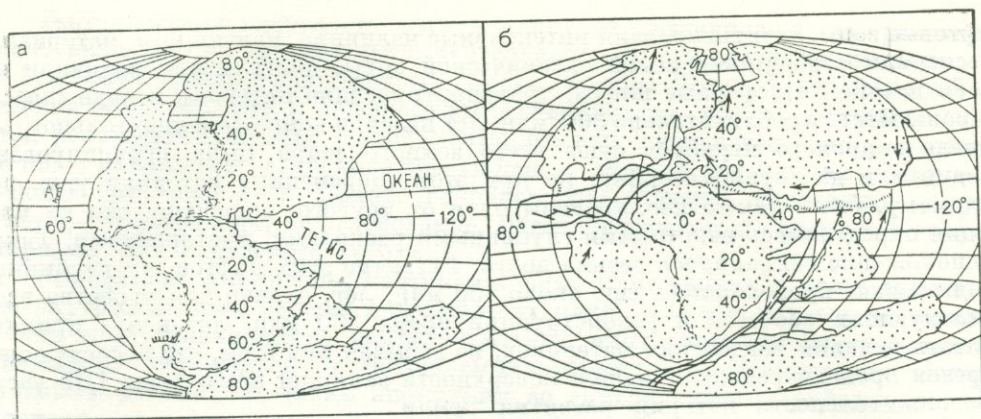
рифтовые зоны, активизировали интенсивные излияния мантийного материала, обеспечили разрастание новой океанической коры, двигали или волочили на своем потоке литосферные плиты, транспортирующие материки в виде «пассажиров». Итак, приблизительно 300 млн. лет назад, в конце каменноугольного — начале пермского периодов суша всего земного шара была сгруппирована в один или два суперматерика, но при этом современные материки уже, по-видимому, были как-то изолированы один от другого; возможно, что их изоляция определялась некоторыми глубинными расколами, проторифтами. Такое расположение сохранялось весьма долго. Развитие этих рифтов, их глубинная «подготовка» продолжалась еще около 150 млн. лет, однако для удобства всех последующих расчетов и реконструкций время 300 млн. лет назад принято считать началом разделения материков, не забывая при этом, что последующий отрезок времени развития земной поверхности занимает всего лишь 1/15 часть продолжительности истории развития Земли.

Возможно, что края материков были не столь четко определены, как это указывается на многочисленных, пока еще весьма упрощенных реконструкциях, а сопровождалась обломками материков, типа изолированных островов (микроконтинентов) или архипелагов островов, которые могли отделяться от материков океанической корой, что имеет важное значение при современном восстановлении глубинного строения некоторых секторов Земли. Нам представляется, например, что именно такие острова или микроконтиненты в большом количестве существовали на Востоке Азии, и современный Северо-Восток представляет собой всего лишь консолидированные в мезо-кайновое обломки Лавразии. Очень возможно, что такие микроконтиненты, «зажатые» при захлопывании Тетиса, могут быть найдены и в Альпийско-Гималайской горной системе. Анализ геофизических и геоморфологических данных по Арктическому бассейну Северного Ледовитого океана позволил нам прийти к выводу, что в доюрское время на месте большей части современной площади Северного Ледовитого океана тоже существовала суша, предсказанная выдающимися советскими геологами В. А. Обручевым, Н. С. Шатским и другими, известная в геологической науке как Гиперборейская платформа, которая в дальнейшем, при расколе Лавразии, была отколота от Баренцево-Карской платформы и вместе с Северо-Американской плитой отдрейфовала от Евразии и частично погрузилась, образовав подводные хребты Ломоносова и Менделеева.

На рис. 121 представлены широко известные реконструкции дрейфа материков в интерпретации Дитца и Холдена.

В качестве движущего механизма литосферных плит наиболее общепринятым является механизм конвективных течений в мантии. Несмотря на то что причины, вызывающие конвекцию, все еще недостаточно ясны, но уже существуют гипотезы, в равной мере временно приемлемые. Пока общим недостатком этих гипотез, вероятно, можно считать то, что все они рассматривают Землю без достаточного учета ротации. Взаимоположение жестких плит литосферы пока исключает предположение о связи осевых рифтов или трансформных разломов и желобов с деталями конвекционной системы, и ученые (Г. Джеффрис, Д. Маккензи, У. Морган, В. В. Федынский, С. А. Ушаков, Е. В. Артюшков, О. Г. Сорохтин и многие другие) разрабатывают теорию в самом общем виде (рис. 122, 123).

Представление об астеносферных потоках помогает понять не только горизонтальные перемещения, но и многие типы вертикальных движений на границах плит и в пределах одной литосферной плиты как континентальной, так и океанической. Вязкий поток, протекающий под консолидированной



плитой — континентальной, — заставляет отдельные блоки перемещаться и горизонтально, и вертикально, подобно тому как это происходит с отдельными льдинами на реке, которая не только увлекает общее ледяное поле, но и одновременно торопит льдины, взаимно поворачивает, ломает, одни приподнимает, другие опускает. Сравнение литосферы с ледяным полем, айсбергами, замерзающими трещинами, в настоящее время весьма популярно и в разных вариантах встречается во многих работах, но надо не забывать, что этот образ крайне упрощен, прежде всего потому, что во времени этот процесс не встречается в чистом виде, а на него наслаивается еще целая гамма процессов как внешнего, так и внутреннего порядка. В частности, как мы отмечали выше, все процессы, рассматриваемые теоретически в тектонике плит, пока не учитывают или только частично учитывают ротацию Земли. Поскольку процесс гравитационной дифференциации мантийного вещества является наиболее мощным процессом эволюции Земли, то можно воспользоваться предположением Е. В. Артюшкова о связи тектонической активности Земли с гравитационной конвекцией

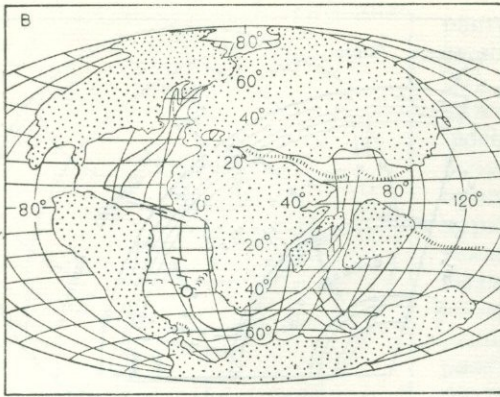
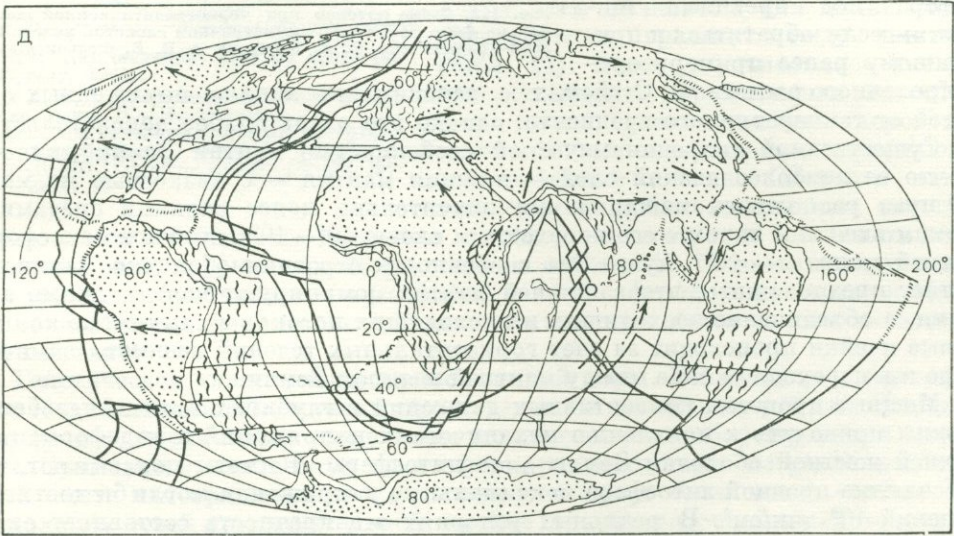


Рис. 121. Реконструкции взаимного расположения суши и океана (Дитц, Холден, 1966).

а — в триаса, 220—200 млн. лет назад (А, С — современное местоположение Антильской дуги и дуги Скоша;) б — в конце юрского — начале мелового времени, 140—130 млн. лет назад (кружочками показаны горячие точки); в — на границе мезозойского и кайнозойского времени, 70—60 млн. лет назад; г — в настоящее время; д — прогнозный вариант расположения через 50—60 млн. лет



вещества в ее недрах, или термогравитационной конвекцией по В. В. Федьскому и С. А. Ушакову, а также уточняющим предположением О. Г. Сорохтина, что тектонические циклы на поверхности Земли совпадают с конвективными циклами в мантии. О. Г. Сорохтин, статистически обработав данные по «изотопному» возрасту гранитов, пришел к выводу, что полный кругооборот всего мантийного вещества должен происходить за период порядка сотен миллионов лет. При полном обороте всего вещества мантии любой элементарный объем ее вещества попадает на поверхность ядра, подвергается там процессу дифференциации и приобретает благодаря этому отрицательное приращение плотности $\Delta\sigma$. В конечном итоге по такой схеме за каждый конвективный цикл проходит дифференциацию в среднем весь объем мантии, начиная с астеносферы. Исходя из этого О. Г. Сорохтин заключил далее, что тектонический цикл может соответствовать одному полному массообороту мантийного вещества, — на этом основании вычислена скорость течения астеносферы порядка дециметров в год. Интересно, что С. А. Ушаков получил именно такие цифры, необходимые для перемещения литосферных плит, идя другим путем вычислений.

Но если это так, то мантия под континентами, где ее создание произошло на несколько циклов ранее, должна была иметь иной химический состав, например, должна содержать большую долю железа, и ее сейсмические характеристики под континентами и океанами должны различаться. В какой-то степени этому можно найти подтверждение — в частности, может быть, поэтому отсутствует четко выраженная астеносфера под древними щитами, — если обратиться к приведенному ранее примеру ориентировочного расчета Ф. Стейси, т. е. зависимости канала пониженных скоростей от температурного градиента, однако это очень слабое доказательство.

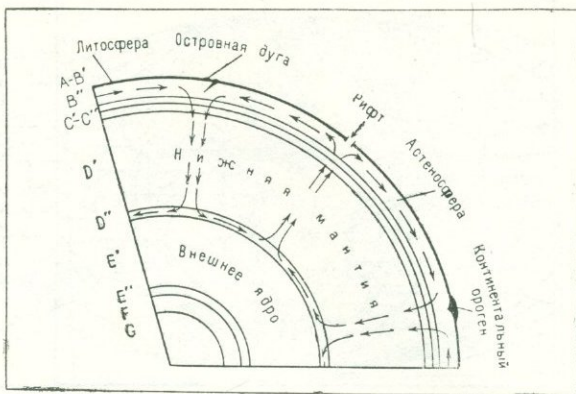


Рис. 122. Схема потоков при термогравитационной конвекции на фоне сферическо-симметричной слоистой модели Буллена-Халдона (по С. А. Ушакову и В. В. Федынекому)

Существенной гидродинамической особенностью мантии Земли является то, что ее наиболее вязкий слой — нижняя мантия — с вязкостью не менее 10^{25} пуаз расположен между двумя значительно менее вязкими средами — жидким внешним ядром с его переходным слоем 10^{16} — 10^{20} пуаз и астеносферой верхней мантии — 10^{20} пуаз. Эта особенность строения оболочки Земли позволяет предположить, что в нижней мантии доминируют вертикальные движения, а объединение восходящих и нисходящих потоков в замкнутые конвективные ячейки происходит за счет горизонтальных течений вещества в астеносфере и в переходном слое между мантией и ядром Земли.

Мощные процессы конвективных движений в глубинах мантии неизбежно должны приводить к появлению механических напряжений и к деформациям верхней жесткой оболочки Земли — ее литосферы. Расчеты показывают, что в абсолютно прочной литосфере максимальные напряжения могли бы достигать значений 10^9 дин/см². В реальных условиях эта прочность составляет около 10^7 дин/см². Поэтому в литосферной оболочке Земли под влиянием астеносферных течений неизбежно должны возникать разломы, нарушающие целостность этой оболочки и приводящие к ее раздроблению на отдельные плиты.

Выделяют два основных типа движений литосферы. Первый тип — это перемещение литосферы в пределах плиты, тогда как границы плиты остаются неподвижными по отношению к точке, находящейся за ее пределами. Второй тип движения представляет собой перемещение жесткого контура, образованного границами литосферной плиты, по поверхности Земли по отношению к точке, находящейся за его пределами. Переходя к вопросу о движении литосферных плит, необходимо подчеркнуть относительный характер этого движения. Для понимания, а в дальнейшем для описания кинематических особенностей плит земного шара использован аппарат сферической геометрии. Это позволило наглядно и просто не только описать кинематические особенности движения той или иной плиты, но и предсказать закономерности их движения. Движение жестких плит по сфере требует, как уже указывалось, чтобы плиты вращались вокруг «полюса разрастания», через который проходит «ось разрастания». Плиты обычно движутся параллельно зонам трансформных разломов и вдоль параллелей, перпендикулярных к оси разрастания. Скорость раз-

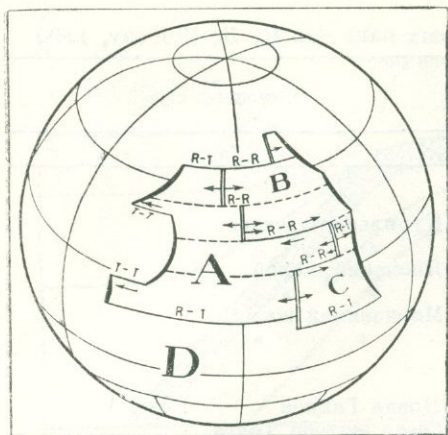


Рис. 123. Передвижение плит на сфере (по У. Моргану, 1968).

Плиты А, В, С поворачиваются около центра ротации, плита D — фиксирована. Показаны три возможных варианта происхождения трансформных разломов: хребет — хребет (R—R), хребет — желоб (R—T), желоб — желоб (T—T)

больше линейной скорости движения литосферных плит, т. е. составлять дециметры или даже метры в год. При этом, как отметил У. Морган, между этими движущимися оболочками — литосферой и астеносферой — имеет место обратная связь: астеносферный поток влияет на плиту, а плита влияет на астеносферный поток.

Генетическая классификация типов земной коры. Итак, новые представления о геодинамических процессах, протекающих в поверхностном слое Земли — литосфере — имели своим следствием новые гипотезы о формировании земной коры. Суммируя имеющиеся данные о формировании коры на различных границах плит, нам представляется, что они уже могут быть использованы для составления новой предварительной, крайне ориентировочной их систематики, которая бы развивала и обогащала прежнюю классификацию коры и явилась отправной для анализа комплексных геофизических разрезов в различных регионах. За основу принято взаимоотношение плит, приведенное на рис. 124.

Наиболее отчетливо на современной стадии изученности вопроса представляется разделение земной коры на четыре генетических типа: 1) кора новая, свежая, возникающая в срединных рифтовых хребтах океанов за счет внедрения материала мантии, который по мере разрастания океанического дна и экспансии в пространстве приобретает осадочный слой и формирует кору океанического типа; 2) кора, возникающая на некоторых окраинах океана вследствие опускания и погружения океанической коры (subduction), ее переработки и вторичных процессов вертикальной инъекции, способствующей созиданию молодой континентальной коры островодужного типа; 3) кора, создающаяся на границе столкновения двух континентальных плит, образующая континентальную кору повышенной мощности, с частичным включением океанической коры в виде офиолитовых поясов; 4) кора, состоящая из первых двух типов на стадии ее консолидации, стабилизации и разрушения; для допалеозойской коры возможны и другие процессы.

растания самая низкая у полюса разрастания и самая высокая на расстоянии 90° от него. Полюс разрастания может находиться на любом расстоянии от полюса вращения Земли, так как система разрастания определяется внутренними процессами (см. рис. 113). Для каждой пары плит, движущихся друг относительно друга, принципиально возможно вычислить географические координаты полюса их относительного поворота и его угловую скорость. Эти величины характеризуют не столько ту или иную плиту, сколько границу между ними. Такие координаты вычислены для большинства дивергентных границ между плитами (табл. 11). Выше перечислялись различные механизмы передвижения литосферных плит, однако наиболее вероятной причиной их перемещения признаются астеносферные потоки. Скорость таких потоков должна быть на один-два порядка

ТАБЛИЦА 11

Скорости поддвижения краев различных литосферных плит (по К. Ле Пишону, 1968)

Широта в градусах	Долгота в градусах	Скорость, см/год	Азимут в градусах	Местоположение
1	2	3	4	5
<i>Евразийская и Тихоокеанская плиты</i>				
51 с. ш.	160 в. д.	7,9	99	Курильский желоб
43 »	148 »	8,5	93	» »
35 »	142 »	8,8	91	Японский желоб
27 »	143 »	9,0	91	» »
19 »	148 »	9,0	93	Марпанский желоб
11 »	142 »	8,9	91	» »
<i>Индостанская и Тихоокеанская плиты</i>				
3 ю. ш.	142 в. д.	11,0	69	Новая Гвинея
13 »	172 »	9,1	107	Север желоба Тонга
34 »	178 »	4,7	113	Юг желоба Кермадек
45 »	169 »	1,7	89	Юг Новой Зеландии
<i>Южноамериканская и Малая Тихоокеанская плиты</i>				
58 ю. ш.	7 з. д.	2,6	72	Юго-западная Атлантика
61 »	26 »	2,7	68	Юг Южно-Сандвичева желоба
55 »	29 »	3,3	72	Север Южно-Сандвичева желоба
35 »	74 »	5,2	79	Чилийский желоб
4 »	82 »	6,0	81	Перуанский желоб
<i>Североамериканская и Тихоокеанская плиты</i>				
57 с. ш.	150 з. д.	5,3	136	Восток Алеутского желоба
50 »	178 »	6,2	119	Запад Алеутского желоба
<i>Североамериканская и Евразийская плиты</i>				
60 с. ш.	165 в. д.	1,6	68	Побережье Чукотки
66 »	169 »	1,4	62	Между Чукоткой и Аляской
<i>Африканская и Евразийская плиты</i>				
40 с. ш.	31 з. д.	1,5	117	Азорские острова
36 »	6 »	1,9	153	Гибралтар
38 »	15 в. д.	2,4	169	Остров Сицилия
38 »	25 »	2,6	176	Остров Крит
<i>Индостанская и Евразийская плиты</i>				
37 с. ш.	45 в. д.	4,3	176	Турция
30 »	53 »	4,8	186	Иран
35 »	72 »	5,6	193	Тибет
0 »	97 »	6,0	23	Запад Яванского желоба
12 ю. ш.	120 »	4,9	19	Восток Яванского желоба

Предлагаемая классификация земной коры обобщена нами в табл. 12, в которой мы попытались дать наименование различным типам коры и показать наиболее характерные особенности отдельных типов.

I тип коры — конструктивный — основной слой океанической коры. Образуется, конструируется в рифтовых зонах океана за счет серпентинизации ультраосновных пород верхней мантии при их контакте с океанической водой (третий океанический слой?) и за счет сепарации базальтов из верхних слоев астеносферы и их излияния на поверхность (второй океанический слой). Главной отличительной особенностью этого процесса является крайне быстрое время формирования этой части коры. Что касается осадочной части океанической

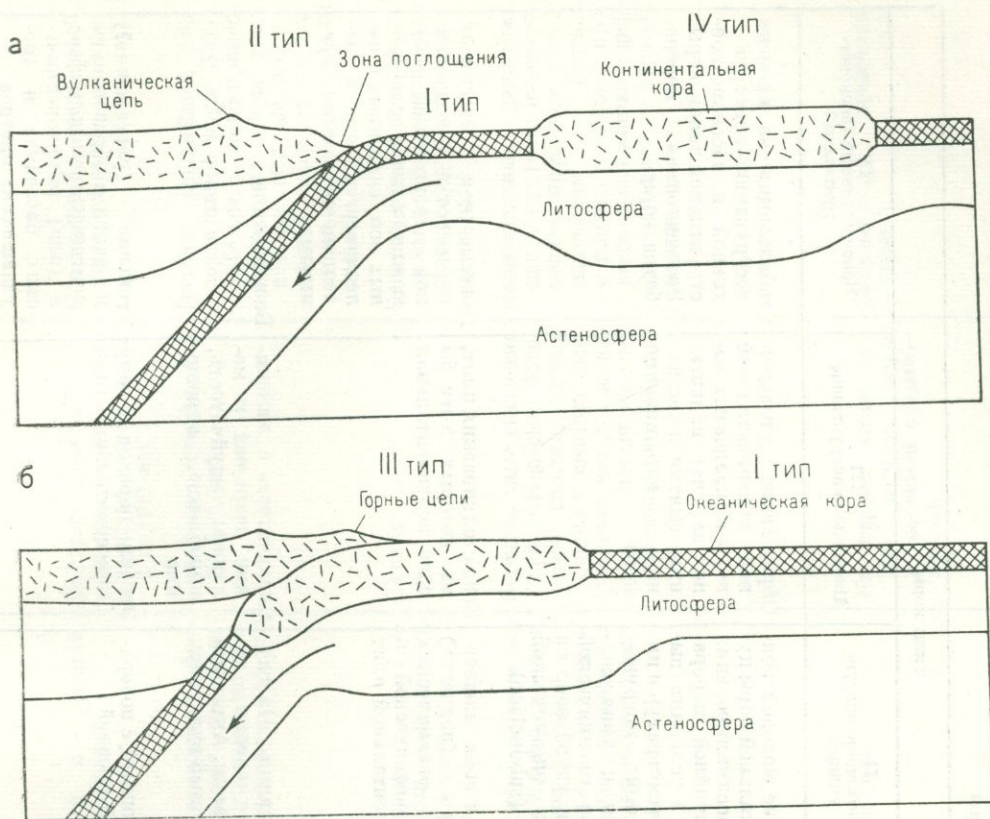


Рис. 124. Взаимоотношения континентальной и океанической (а) и двух континентальных (б) плит, и генетические типы коры.

I—IV — основные типы коры, приведенные в табл. 12

коры, она определяется в первую очередь временем существования коры — уже отмечалось возрастание мощности осадков со временем, т. е. по мере расстояния от оси хребта мощность осадков возрастает, а с другой стороны, происходит влияние изменений физических и химических свойств океана на изменение пелагического осадконакопления. Ранее уже указывалось, что районы пелагического отложения биогенного кремнистого материала и скорости его отложения тоже изменялись что свидетельствует не только об изменении роста коры, но и об изменении океанического режима. Так, например, глубоководное бурение выявило неожиданно большие количества терригенного материала в Мексиканском заливе, Средиземном море, Колумбийском бассейне и в зонах разломов в центральной Атлантике; бурение выявило ангидриты и соли, что подтвердило возможное присутствие в глубоководных бассейнах эвапоритов; было обнаружено широкое распространение перерывов в осадконакоплении, особенно в Индийском океане. Эти процессы были описаны в предыдущих разделах.

II тип коры — (деструктивно-конструктивный) — этот тип создается за счет уничтожения — деструкции — океанической коры и созидания молодой континентальной.

Основные параметры	Типы коры			
	I Конструктивный	II Деструктивно-конструктивный	III Пассивно-конструктивный	IV Консервативный (эксонструктивный)
Пути становления	Созидание молодой океанической коры в узкой зоне тыловой части плит (в рифтах) за счет поступления мантийного материала (spreading)	Созидание молодой континентальной коры путем ассимилирования и мантийной переработки в условиях высоких температур и напряжений погружающейся и уничтожающейся океанической коры в узкой зоне на фронте океанической плиты (subduction)	Образование утолщенной континентальной коры в складчатых зонах за счет надвигания, смятия и частичного наращивания плит	Стабилизация во времени деструктивно-конструктивной и пассивно-конструктивной типов коры. Эволюционная переработка коры
Характеристика зоны становления или преобразования	Активная зона дивергенции (раздвижения) двух океанических плит: а) монорифтовые океаны; б) полирифтовые океаны	Активная зона конвергенции (поддвига) двух океанических или океанической и континентальной плит	Зона столкновения плит, из которых хотя бы одна континентальная	Повсеместная пассивная переработка с подчиненной дивергенцией, возможно наличие ослабленных зон, связанных с палеодивергентными и палеоконвергентными границами
Тип начального возникновения	Мантийные инъекции, подводный вулканизм и гидровулканизм	Гранитизация. На глубинах — явления дегидратации. Активный дискретный вулканизм	Складчатость с явлениями шарьяжа и меланжа; чешуйчатость, коробление, торшение	Базификация
Тип конечного преобразования	Подвиг океанической коры под континентальную (subduction) с активным погружением в мантию и деградацией океанической коры. На краю плиты возможно релик-	Эволюционный, с поверхностной эрозией	Эрозия: переход в кору консервативного типа	Утонение (растяжение?) и раскол с образованием континентальных рифтов и (или) микроокеанических бассейнов и «неудавшихся» океанов

Порядок скорости формирования	товое образование регионов с океанической корой как подчиненный процесс Быстрый, одноэтапный, латеральная скорость наращивания коры 0—20 см/год	Быстрый и средний, многоэтапный	Быстрый, этапный, со скоростью утолщения коры по вертикали до 2 см/100 лет	Постепенный, медленный, с инверсиями
Продолжительность развития процесса	Существование одной системы структуры разрастания не более $170 \cdot 10^6$ лет	Время завершения формирования континентальной коры на стадии орогенеза $15 \cdot 10^6$ лет	Орогенная стадия 1— $10 \cdot 10^6$ лет	Возраст древнейшей консервативной коры $3700 \cdot 10^6$ лет. Однако процесс становления коры древнее чем $600 \cdot 10^6$ лет. Происходил по несколько иной схеме
Характер напряжений	Растяжение	Общее сжатие; локальные зоны растяжения, разуплотнения	Сжатие	Региональные и локальные сжатия и растяжения (сложные узлы поля напряжений)
Тип преобладающих движений	Активные вертикальные движения в зоне гребня; пассивные горизонтальные движения на флангах как следствие растекания вертикального потока, конвекции астеносферных течений; крупные, сравнительно внезапные вертикальные движения (опускания) океанического дна как следствие остывания плиты и компенсационных разгрузок	Вертикальные движения как следствие наклонного погружения океанической литосферы и подъема разогретого коромантийного материала	Вертикальные движения как следствие бокового сжатия, приводящие к смятию осадочного чехла, меланжу, метаморфизму, образованию корней гор	Колесательные движения как следствие изостатических процессов в ходе изменения состава и плотности коры, процессов, связанных с дифференциацией в верхней мантии
Тип вулканизма	Базальтовый	Андезитовый	На первом этапе нет. На втором этапе в орогенной стадии — кислый	Базальтовый, щелочной, кислый

Основные параметры	Типы коры			
	I Конструктивный	II Деструктивно-конструктивный	III Пассивно-конструктивный	IV Консервативный (эксконструктивный)
Тип метаморфизма	Глауконитовая и зеленосланцевая фации. Серпентинизация	Гранулитовая, эклогитовая, амфиболитовая, зеленосланцевая, глауконитовая. Десерпентинизация океанической коры	Гранитизация. Реликты всех типов фаций	Все типы метаморфизма от эклогитовой до гранулитовой и зеленосланцевой фаций
Параметрическая характеристика по сейсмическим данным	Океаническая кора, мощность 5—6 км. Субокеаническая кора — реликты океана — 6—15 км	Континентальная кора, мощность 35—50 км. Субконтинентальная кора 15—30 км	Континентальная утолщенная кора с мощным гранитным и базальтовым слоем, общая мощность 45—75 км	Нормальная и утоненная континентальная и субконтинентальная кора, мощность 25—45 км
Морфоструктурная характеристика, примеры регионов	Океанические бассейны; некоторые моря (Японское?)	Переходная зона от континента к океану тихоокеанского типа (островные дуги, Анды)	Складчатые системы типа Альпийско-Гималайского пояса	Платформы, щиты, глыбовые поднятия, материковые рифты (Сибирская платформа, плато Колорадо, запад Европы, Байкальский рифт, возможно Японское море)
Проявления в физических полях	Симметричное магнитное поле; повышенный тепловой поток; линейная, мелкофокусная сейсмичность	Магнитное поле, характерное для вулканических структур. Регионально повышенный тепловой поток; наличие сейсмических очагов по всему диапазону глубин, образующих единую наклонную фокальную поверхность, гравитационное поле резко аномальное	Магнитное поле слабolineйное с источниками аномалий на больших глубинах, тепловой поток повышенный, сейсмичность региональна и на разных глубинах вдоль поверхностей скольжения плит или их погруженных реликтов	Магнитное поле разнообразно с источниками на разных глубинах, тепловой поток нормальный и пониженный, гравитационное поле с локальными и региональными аномалиями, повсеместная асейсмичность для отдельных регионов — микросейсмичность по разломам

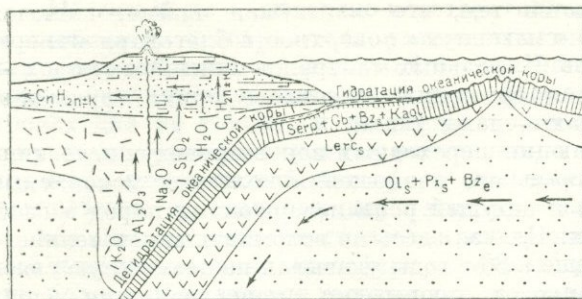


Рис. 125. Схема процесса образования континентальной коры (по О. Г. Сорохтину)

континентальной коры, которые могут быть выплавлены из океанической в соответствии с механизмом «слива» (subduction) последней.

Диссипация энергии трения литосферных плит в зоне поддвига — зоне Заварицкого — Беньофа — приводит к существенному разогреву пород океанической коры, так как при погружении литосферы на 100 км выделяется до 600 калорий тепла на каждый грамм вещества коры. Благодаря такому интенсивному разогреву в зоне погружения активно развиваются процессы дегидратации, десерпентизации пород океанической коры. Плиты океанической коры будут уничтожаться по этим зонам, так как здесь они получают тепло с двух сторон, благодаря выделению тепла из астеносферы и теплу выделяемому при фазовых и стрессовых деформациях. Освобождающаяся при этих реакциях вода в виде перегретого пара под влиянием избыточного давления выжимается из зоны поддвига и мигрирует вверх. Вынос тепла приводит к прогреву всей толщи литосферы над фокальной зоной, хотя термальная проблема является еще, конечно, крайне схематичной.

В этой же зоне помимо воды освобождаются кремнезем, окислы щелочных металлов и многие другие литофильные компоненты, которые вместе с водой пропитывают породы вышележащей литосферы богатыми кремнеземом и щелочами флюидами (рис. 125). В конце концов это приводит к формированию андезитовых и других характерных для континентальной коры кислых составов (О. Г. Сорохтин, Л. Д. Дмитриев и др.).

Механизм очагов землетрясений, образующих фокальную зону в целом, соответствует процессу погружения плит под островные дуги, но вместе с тем они показывают, что характер движения литосферных плит при погружении более сложный, чем это представляется в принципиальных, идеализированных схемах. Фокальные механизмы свидетельствуют о возможном отрыве отдельных блоков литосферы по мере погружения в мантию (см. рис. 12) начиная с глубин около 150 км и что, по-видимому, имеет место в настоящее время на Балканах, где глубокофокусные землетрясения могут быть истолкованы только как результат подвижек реликта погружающейся литосферы. Оливер отмечал, что протяженность фокальной зоны в глубину прямо пропорциональна линейной скорости движения плиты в направлении ее погружения.

Подвижности литосферы способствует также смазывающая роль талькового слоя, который образуется по обеим сторонам паровой подушки. По мнению венгерского ученого Е. Садецки-Кардош (1972), паровая подушка обеспечивает самостоятельную горизонтальную подвижность (что экспериментально смоделировано) жесткой литосферы, состоящей из земной коры и верхней мантии.

«Засасывание» литосферы ускоряется тем, что мантийная кайма, включая и уклон, превращается в гладкую «смазанную» поверхность благодаря минерализующему действию горячих паров. Из главных минералов мантийных пород — оливина и пироксена — образуется на краях усадочного клина серпентин, а при более высоких температурах — даже тальк.

Модель геодинамической эволюции переходных зон островодужного типа хорошо увязывается с идеями зонального размещения полезных ископаемых тихоокеанского подвижного пояса и ведущей роли изверженных пород в генезисе рудных полезных ископаемых. Нельзя здесь не вспомнить замечательного геолога С. С. Смирнова, который еще в 30-е годы указывал на возможную связь зональности полезных ископаемых с процессами, происходящими вдоль фокальной плоскости, позже названной поверхностью Заварицкого — Беньофа.

Помимо состава коры, удовлетворительный результат дает и оценка общего объема континентальной коры, который может быть выплавлен из океанической согласно схеме поддвигания и погружения литосферной плиты. Ориентировочный расчет показывает, что за всю геологическую историю могло выделиться около $7 \cdot 10^9$ км³ континентальной коры. Фактический объем континентальной коры по многочисленным подсчетам составляет около $6,5 \cdot 10^9$ км³. Это совпадение величин не может быть случайным.

Перечисленные доводы в пользу реальности процесса становления континентальной земной коры позволяют считать этот процесс главным процессом созидания новой молодой континентальной коры.

Даже краткое, фрагментарное рассмотрение механического аспекта погружения плиты и созидания здесь молодой континентальной коры снова приводит к вероятию крайне важному в геологическом отношении выводу — молодая континентальная кора формируется при помощи вертикальных процессов, вертикального движения масс (вниз и вверх), а не горизонтального, как это представляется на первый взгляд исходя из тектоники плит, тектоники горизонтальных движений.

Большую трудность представляет объяснение становления коры в этой же переходной зоне погружения литосферы, но в тылу дуг. Это, например, регион северной и северо-западной частей Тихого океана, хорошо выделяющийся на карте тепловых потоков (см. рис. 111). Разные авторы, например, В. Е. Хаин, Менард и др., предлагают три альтернативных модели: образование коры краевых морей как результат океанизации континентальной коры в результате подхода расплава, образованного погружающейся литосферной плитой, т. е. процесса, взаимосвязанного с образованием островной дуги; второй механизм — это процесс рифтогенеза, т. е. раскалывания литосферы и базификации за счет протрузий, в этом случае предполагается процесс глобального откалывания гигантского сегмента литосферы континентальной, или даже нескольких континентальных плит на севере и северо-западе Тихого океана, что трудно допустить, так как эта область по тектонике плит является областью сжатия, а не растяжения; и, наконец, гипотеза отторжения от океана и причленения к континенту некоторых участков океанической литосферы, т. е. это значит, что зона поддвига океанической литосферы здесь «внезапно отступила», и образование островных дуг происходит не вблизи континента а на некотором расстоянии от него. Это объяснение кажется более приемлемым, однако и оно встречает возражения. Таким образом, исчерпывающего объяснения становления коры в области краевых океанических морей еще нет, и про эту кору можно сказать, что неизвестно, «она еще не нашла себя или уже потеряла».

III тип коры — пассивно-конструктивный — не образуется вновь, а лишь «механически» преобразуется, утолщается, «складывается». В случае сдвижения плит, включающих океанический бассейн (океаническую кору), вплоть до смыкания континентальных частей литосферы, полного «захлопывания» океана, происходит не только, и не всегда постепенное образование островных дуг и краевых морей на окраинах континента, а процесс идет дальше, чем в случае поддвига океанической литосферы под континентальную. При соударении и дальнейшем сдавливании двух континентальных окраин литосферных плит, происходит интенсивное смятие на их границах. Ввиду небольшого удельного веса континентальная литосфера не может при сдавливании погрузиться в мантию более чем на первые десятки километров, поэтому здесь наблюдаются интенсивные эффекты напоздания, торшения, меланжа, шарьяжа, перемешивания пластин континентальной и океанической коры с общим значительным увеличением толщины, известным как корни гор. Именно в таких областях складчатости в настоящее время широко обнаружены офиолиты, находки которых оказались диагностическим признаком при определении реликтов океанической коры. Эти процессы рассмотрены многими авторами, в том числе А. В. Пейве, В. Е. Хаиним, О. Г. Сорохтиным, Д. Дьюи и др.

Офиолиты представляют собой ассоциацию основных (подушечные базальты, долериты, габбро) и ультраосновных (перидотиты, серпентиниты) пород, которые встречаются в складчатых областях и которые в настоящее время, с сомнениями или без, отождествляются с океанической корой и находки которых в складчатых областях дают основание многим исследователям предполагать, что данные зоны являлись зонами столкновения плит. Проблемы участия океанической коры в формировании коры континентов наиболее ярко осветил А. В. Пейве, который придает большое значение горизонтальным движениям и показывает значение океанического фундамента как движущейся пластины, способной в виде чешуй верхней мантии создавать слоистое строение земной коры в складчатых областях. Не эти ли чешуи создают многослойный характер границы М на некоторых сейсмических разрезах? В. Е. Хаин и М. Г. Ломидзе, Л. П. Зоненшайн и другие считают, что их ориентировка контролирует структурный план — при субпараллельном простирании швов формируется линейный «уральский» тип складчатой зоны, при сочетании швов различного направления — «казахстанский» тип, и что зоны развития офиолитов отмечают положение прежних границ литосферных плит. Р. М. Деменицкая и С. В. Москалева в 1967 г. впервые обратили внимание на специфическую природу Уральской геосинклинали, и в последнее время эта идея нашла подтверждение в ряде геологических работ Д. В. Наливкина, С. Н. Иванова и др.

Эти краткие сведения позволяют считать, что на границах крупных плит при их сдвижении образуется большой «избыток» коры, который формирует крупные регионы с утолщенной корой. Именно так сформировались Альпийско-Гималайский комплекс и молодые кайнозойские кордильеры Америки. Именно здесь в настоящее время установлена наиболее толстая кора из всех регионов земного шара — до 75 км. До недавнего времени был непонятен механизм столь быстрого образования коры большой мощности, появление мощных «корней» коры. Механизм «сдавливания» и напоздания объясняет эту сторону явления, однако остается неясным соотношение в этих системах «гранитного» и «базальтового» слоев, и вообще неясно — геологические это слои, или это границы, обусловленные динамическими причинами. Рассматривая кору, созданную путем надвигания литосферных пластин, интересно отметить, что именно здесь можно наблюдать реликты зон поддвига, которые изредка напоминают

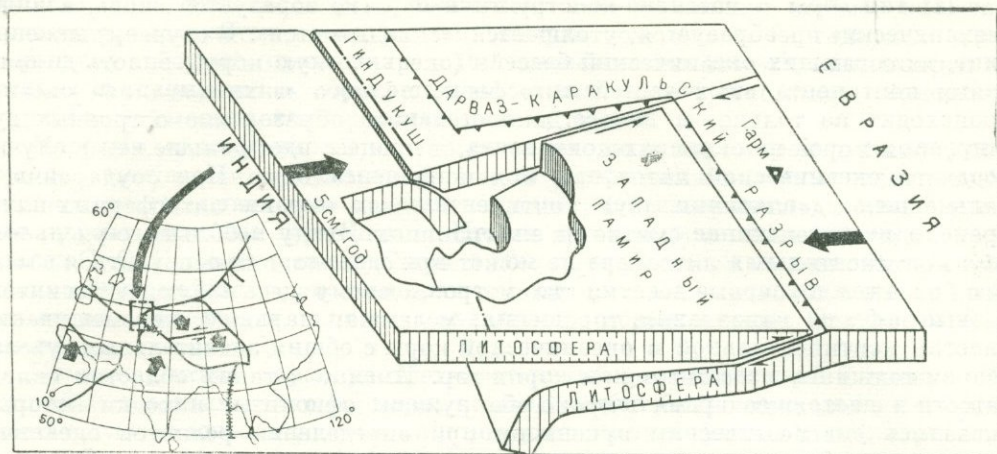


Рис. 126. Реконструкция плитовой тектоники в районе Памира — Гиндукуша (по Виннику и Лукку, 1973)

о себе глубокофокусными землетрясениями. При описании строения коры Западной Европы, мы, несколько забегаая вперед, упоминали такую возможность для структуры Балкан (см. рис. 13). Здесь приведем еще пример структуры Памира по представлениям Лукку и Винника (рис. 126).

Итак, кора молодых складчатых систем является также молодой континентальной корой, но генезис ее и, следовательно, структура, даже в случае «одновозрастности» с островодужной, будет иной. Наличие на первом этапе зон поддвига, а на втором — надвигания создает синтетические условия ее формирования. Однако нельзя забывать, что и здесь, наряду с молодой корой, можно и даже нужно ожидать крупные массивы более древней коры, местоположение которых сейчас прогнозировать трудно. Не исключено, что одним из таких реликтов древней коры является массив Иври и, наиболее вероятно, многие известные и пока еще неизвестные срединные массивы, в свое время бывшие микроматериками. Их распространение следует ожидать на Дальнем Востоке.

IV тип коры — консервативный (эксонструктивный). Переходя к описанию формирования и развития наиболее распространенного на земном шаре типа коры — континентального, как это ни странно, мы испытываем наибольшие трудности. Несмотря на относительную ясность, или хотя бы приемлемость описанного процесса формирования молодой океанической и молодой континентальной коры, мы мало продвинулись в понимании природы коры континентов, известной как кора платформ и щитов. Справедлив ли принцип актуализма, широко применяемый ранее в геологии, для ретроспективного анализа становления континентальной коры на протяжении нескольких миллиардов лет? По-видимому, такое заключение и такой анализ производить еще рано. Проблемы процессов вертикальной дифференциации вещества Земли, изменения в связи с этим коры Земли, процессов, столь ярко протекающих в настоящее время в рифтовых зонах океанов и континентов и на окраинах континентов, ставят слишком много вопросов, связанных с переработкой коры во время ее геологической истории. Нам представляется, что вертикальная дифференциация, которая в сущности определяет многие явления глобальной тектоники, должна

быть еще раз оценена по достоинству. Чем иным, как не вертикальной дифференциацией могут быть объяснены процессы в участках, получивших название «горячих точек», и к которым пришлось прибегнуть для интерпретации геологических структур дна, не укладывавшихся в общую схему разрастания океанического дна (см. рис. 117).

На этом рисунке они были приведены для океана, но может быть следует их поискать и на континентах? Если к этим «горячим точкам» добавить области разогрева и выхода на поверхность океанического дна горячей мантии, то не слишком ли «площадное» распространение получит идея «горячих точек»?

Суммируя высказанные выше соображения о становлении земной коры, можно добавить, что если геодинамика первых трех типов коры может быть охарактеризована как геодинамика революционного характера, то для последнего типа коры ее следует признать эволюционной.

На основе проведенного весьма схематического анализа основных особенностей коры оказывается совершенно необъяснимым достаточно однообразный характер распределения сейсмических скоростей на границе кора — мантия. На огромных пространствах земного шара, до половины площади Земли, на океанах — сейсмические скорости на границе М равны 8,1 км/с, идентичные значения характеризуют и границу М на континентах для нормальной коры. Различие генезиса и возраста по границе М в основных структурах лика Земли по существу не отражаются на этом параметре в пределах точности современных исследований. Не менее 600 млн. лет существования данной границы, т. е. минимальный возраст континентальной коры на платформах и еще больший на щитах, не дают признаков существенных, систематических, закономерных, бросающихся в глаза различий, как это имеет место, например, в толщине коры. По-видимому, еще раз нужно возвратиться к анализу скоростей на этой границе и, возможно, что объяснение указанного феномена будет найдено как следствие физико-химических и термодинамических изменений.

Таким образом, сформулированные основные положения по тектонике поверхностных процессов, связанных с горизонтальными перемещениями крупных пластин земной коры ранга материков и активным выносом мантийного материала на земную поверхность, естественно повлекли за собой пересмотр подхода к изучению земной коры.

Параметрически-геометрическая классификация земной коры в настоящее время может остаться прежней, хотя еще менее надежной, чем ранее, представляется идентификация по геофизическим данным «гранитного» и «базальтового» слоев в пределах разрезов коры по земному шару, поскольку совершенно очевидны различные генетические особенности формирования коры в пределах различного рода плит, или даже частей плит. По-видимому, этот вопрос является важнейшим для изучения глубинной тектоники, и представляется необходимым анализ всего фактического материала с целью изучения сущности становления коры и процессов ее геологического развития.

Итак, в табл. 12 сделана попытка синтезировать ряд различных признаков земной коры с позиций тектоники плит, которые мы рекомендуем в будущем положить в основу анализа коры отдельных регионов и последующего их обобщения. Может быть, именно здесь и таким путем найдут себе место и объяснение обнаруженные ранее специфические особенности сейсмических разрезов и других физических полей, которыми нередко пренебрегают в поисках среднестатистических зависимостей. Этот путь представляется наиболее рациональным для раскрытия основных закономерностей структуры коры, генезиса и характера эволюции. В частности, указанная таблица приближает к решению

проблемы, выдвинутой нами еще 15 лет назад, в отношении «эффекта пассивности» и «эффекта активности» в изменении мощности отдельных крупных суперблоков земной коры во времени. Ранее казалось, что нет ответа на вопрос, почему в областях платформ толщина коры на протяжении сотен миллионов лет оставалась почти без изменений, в то время как в других, относительно меньших регионах, она могла в течение первых десятков миллионов лет дважды менять свою мощность почти вдвое, примером чему служит Памиро-Гималайская горная система. С позиций становления коры, ее генезиса по приведенной таблице можно понять интенсивную геодинамику отдельных областей.

Однако решение вопросов глобальной тектоники, реальность горизонтальных макродвижений геологического материала, справедливость предложенной генетической классификации земной коры — все это во многом будет зависеть от решения проблемы механизма процесса, умения познать, проникнуть в причину энергетического эффекта. Нет сомнений в том, что геологическая материя обладает свойством преобразования одного вида энергии в другой, причем существует поразительно высокий коэффициент полезного действия такого преобразования, но достаточен ли он для мощных горизонтальных сдвижений литосферы? Выше было показано, что предложено много вариантов источников энергии, но очевидно изучены они еще крайне слабо даже теоретически. По-видимому, наименее разработаны электромагнитные аспекты проблемы и здесь может открыться поистине неисчерпаемое поле идей. Геологическая материя, находящаяся в непрерывном обновлении, должна иметь собственные электрические процессы (имеются в виду процессы, не связанные с явлениями динамо ядра, или процессы, используемые в разведочной геофизике) на что, по-видимому, одним из первых обратил внимание Альфвен в связи с предложенным им электромагнитным механизмом образования планет. Эти процессы мы просто еще не научились регистрировать, не научились распознавать их на фоне мощных электромагнитных явлений, связанных с космосом и ядром Земли. Астеносфера с ее конвекцией и весьма дифференцированными контактными напряжениями может быть представлена как самостоятельная гигантская кольцевая токовая система или как конденсатор, чутко реагирующий на внешние электромагнитные события. Может быть именно в этом заключается ответ на загадочную связь, существующую между активностью Солнца и землетрясениями, как ответную реакцию астеносферы, как своеобразный разряд конденсатора, приводящий к активизации конвекции и соответственно подвижкам плит?

Идеи мобилизма, при всей их гипотетичности, несут в себе заряд принципиально новых научных идей, способных дать начало многим новым направлениям в геологии, в том числе геоэнергетике.

Итак, за последнее десятилетие различными геофизическими и геологическими методами проведены обширные исследования на материках и океанах, собран огромный фактический материал, получена информация, которая показала важность этих данных для познания общих процессов развития поверхности Земли и легла в основу формулировки первых постулатов новой глобальной тектоники. Наряду с переключением основных исследований и внимания ученых на литосферные плиты и поиск энергомеханизма, изучение собственно земной коры активно продолжалось.

На протяжении всего изложения материала и некоторых попутных замечаний мы стремились показать, что сейсмические разрезы, наряду с их кажущейся трафаретностью, почти аналогичностью, обладают иногда существенной, а иногда достаточно тонкой индивидуальностью, и вряд ли в настоящее время ясно, чем объясняется подчас достаточно пестрое строение коры в соседствующих регионах. С сожалением следует отметить, что мы мало продвинулись в решении вопроса о выделении подошвы коры по сейсмическим данным на континентах. Почему, например, в Западной Европе подошва коры нередко выделяется по границе со скоростями 7,4—7,5 км/с, в то время как на Балтийском щите или Урале такая граница принимается как внутрикоровая? Чем же руководствоваться при определении толщины коры, как обосновать строгость построения карты изолиний? Что представляет собой эта граница? Если для условий океанического дна этот вопрос частично прояснился, то для материков он остался по-прежнему неясен и нуждается в целенаправленных исследованиях.

Главные проблемы структуры коры — природа границ раздела и выделение внутрикорового волновода — остаются на уровне неопределенности; как и ранее, земная кора аппроксимируется условной символической моделью, состоящей из осадочного — единственно достоверного, «гранитного», и «базальтового» слоев, и по-прежнему нет оснований снимать кавычки с наименований двух последних слоев. Любая другая стратификация сейсмических разрезов внутри коры ниже поверхности «гранитного» слоя является сугубо условной, надуманной и не несет фактических геологических обоснований.

Наряду с этим, для дальнейшего развития учения о полезных ископаемых, основанного на генезисе и развитии литосферы в целом, остаются нерешенными многие вопросы, имеющие первостепенное значение. Все еще неясны основные коррелятивы структуры коры и месторождений различного типа. Проблемы такой мезазональности начинают вырисовываться только в отношении нефти, газа и некоторых рудных поясов, но еще совсем мало известно, например, о связи платформенного вулканизма и типичных ассоциаций полезных ископаемых с определенными этапами развития земной коры.

Несмотря на отмеченные трудности, некоторые пути их преодоления начинают намечаться. Геологическая наука обладает сейчас мощной базой для наступления на земные недра. Новая техника и новые средства анализа и синтеза данных позволяют утверждать, что мы находимся на качественно новой ступени познания строения Земли. Стало очевидно, что энергетический кризис, привлечший внимание всех стран мира к минеральным ресурсам, создал необходимые предпосылки для вовлечения в сферу изучения дно акваторий, вплоть до глубоководных, и расширения исследований континентальной коры на всю ее мощность. Эти задачи требуют энергичных экспериментальных и теоретических исследований. Наступила эра новых геологических надежд и их следует оправдать.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТОЛЩИНЫ КОРЫ
МЕТОДОМ ОСРЕДНЕННЫХ ГРАФИКОВ

Приблизительное соответствие между обращенным рельефом и значениями гравитационных аномалий в редукции Буге на земной поверхности давно наводило на мысль о том, что рельеф твердой Земли и распределение масс на глубине должны быть связаны стохастической зависимостью. Подсчеты, основанные на измерениях силы тяжести, показывают, что на больших площадях более или менее сохраняется изостатическое равновесие коры. Например, Е. Н. Люстих еще в 1957 г. показал, что среднее значение аномалий Фая для суши составляет +9 мгл, а аномалий Буге —87 мгл, для акваторий средняя аномалия Фая —3 мгл, аномалия Буге +230 мгл. Отсюда приближенный коэффициент компенсации для суши составляет 91% и для моря 99%. Близкие, хотя и несколько худшие цифры получил позже Дж. Вуллард. Графики, составленные Е. Н. Люстихом, показали, что распределение аномалий Буге на земном шаре очень похоже на распределение глубин и высот рельефа. Это позволило предположить, что подавляющая часть аномальных масс земного шара расположена в соответствии с рельефом именно так, как требует изостазия. Из этих же графиков следует, что визуальный анализ гравитационного поля по сравнению с обычной картой рельефа не дает добавочных данных о строении верхних зон Земли. В некоторых — особых — участках планеты аномалии Фая или Буге могут свидетельствовать об уникальности районов, например: зоны перехода от материка к океану, некоторые подводные горы, срединно-океанические хребты и желоба и иногда предгорные впадины и шельфы.

Величины аномалий Фая на морях и на суше в среднем равна ± 50 мгл, при этом в горных районах или в местах со сложным геологическим строением, а также над отдельными подводными горами она иногда превышает +150 мгл. К этому мы еще вернемся ниже.

Аномалии Буге на платформах, независимо от их географического размещения, в среднем близки к нулю или не превышают первых десятков миллигал; в горных областях имеют место отрицательные, а на океанах — положительные аномалии, измеряющиеся сотнями миллигал. Диапазон изменения гравитационных аномалий Буге на земном шаре составляет около 1000 мгл.

Worzel (1965) указывает, что распределение аномального гравитационного поля (в аномалиях Фая) Мирового океана имеет определенную закономерность. Районы относительно глубоководные, в первую очередь глубоководные желоба и котловины, характеризуются преимущественно отрицательными аномалиями. Самая большая отрицательная аномалия Фая (Пуэрто-Риканский желоб) составляет —366 мгл. Относительно мелководные районы характеризуются преимущественно положительными аномалиями. Самая большая положительная аномалия Фая на акватории зарегистрирована в районе Филиппин, несколько мористее залива Лейн, и составляет +270 мгл. Это значение является единственным по величине и автор не считает его надежным. Анализируя главные закономерности в распределении аномалий силы тяжести на акватории Мирового океана, Ворцель приходит к выводу, что поскольку обширные районы положительных аномалий соответствуют областям поднятия геоида, а большие районы отрицательных аномалий соответствуют областям прогибания, более глубокие районы удерживаются в состоянии недокомпенсации, а более мелководные — в состоянии перекомпенсации.

Рассматривая результаты исследований гравитационного поля над океаническими пространствами, М. Тальвани и К. Ле Пшон указывают, что корреляция гравитационного поля с особенностями топографии позволяет считать, что для высоких гармоник преобладает изостатическое равновесие, но часть компенсационных масс должна располагаться значительно глубже 30 км. Кроме того, в верхней мантии существуют некомпенсированные глубинные неоднородности. Интересно отметить, например, что в северной половине Атлантического океана корреляция между топографией и региональным полем имеет лучшее соответствие, чем в южной, а в западной больше чем в восточной. Любопытно, что после введения изостатической поправки в южной половине Атлантического океана уменьшается значение

аномалий над западной котловиной, но увеличивается над восточной котловиной. Введение изостатических поправок для Атлантического океана оставляет аномалию около 15 мгл, и это вряд ли связано со случайным «шумом».

Указывая на слишком слабую для конкретных выводов изученность гравитационного поля океанов, имея в виду, что спутниковые данные пока приносят сведения только по низкому спектру поля, все же можно сделать вывод о существовании латеральных изменений плотности мантии (что неоднократно предполагалось и другими авторами) неизостатических по своему характеру. Например, минимум вдоль западного побережья Атлантического океана не устраняется никакой (т. е. по разным схемам компенсации) изостатической поправкой. Это могут быть неоднородности, связанные с существованием волновода, с конвективными движениями и т. д. Однако в аспекте возможности исследования структуры коры по аномалиям гравитационного поля необходимо отметить, что вычисления, произведенные М. Тальвани, показали, что за счет латеральных неоднородностей в мантии могут быть отнесены порядка 10% аномалий Буге, что аномалия около 20 мгл соответствует очень небольшому изменению плотности мантии — аномалию такой величины создаст слой мощностью 100 км, имеющий аномальную плотность всего лишь в 0,005 г/см³.

Рассматривая совместно известные теоретические предпосылки и результаты сейсмических исследований, мы предложили простой метод для пересчета карт аномалий Буге в карты рельефа М (Деменицкая, 1957, 1961). Было рекомендовано рассматривать региональную карту аномалий, обобщенных в пределах 50 мгл, как результат влияния поднятий и понижений М; избыточную плотность между породами, залегающими выше и ниже этой поверхности, вначале предполагалось считать постоянной. Наиболее устойчивое положение границы М принималось за условно нулевое и от него отсчитывались отклонения рельефа. Учитывая, что средний уровень аномального гравитационного поля на платформах близок к нулевому значению и применяя известную формулу для плоскопараллельного слоя бесконечного простираия

$$\Delta g = 2\pi k\sigma (H - H_0),$$

получим глубину поверхности М в любой точке Земли

$$H = H_0 + \frac{\Delta g}{2\pi k\sigma},$$

где H_0 — толщина коры в областях с нулевым значением аномалий Буге, км;

Δg — аномалия Буге, мгл;

k — гравитационная постоянная;

σ — избыточная плотность между слоями, залегающими выше и ниже поверхности М, г/см³.

Сопоставление гравиметрических и сейсмических данных приводит к выводу, что в глобальном масштабе поверхность М имеет четкое отражение в аномальном поле Буге.

Мы поставили перед собой задачу по аномалиям Буге или высотам рельефа дневной поверхности, с одной стороны, и по данным сейсмологии и ГСЗ с другой, найти эмпирическую зависимость, определяющую глубину поверхности М. Обратим внимание на то, что аномалия Буге является линейной функцией высоты, а потому зависимость высоты рельефа и аномалии Буге от глубины залегания поверхности М имеет одинаковый характер. Особенно ярко это видно на океанах.

Дальнейшая разработка метода заключалась в привлечении большого фактического материала и уточнении связей между H и Δg , H и σ , H и ρ (плотностью коры). Следовало отыскать стохастическую зависимость между измеренными на поверхности Земли величинами Δg и H и выразить ее аналитически. Мы считаем, что подход к интерпретации аномалий Буге путем выбора единого стандарта колонок для материков, океанов и переходных областей на основе пусть весьма надежных, но ограниченных данных неминуемо должен противоречить разнообразию природных условий земного шара*. Исходя из этого мы считали необходимым использовать все имеющиеся данные об аномалиях Буге и измерениях толщины коры и выявить их естественную взаимозависимость.

С этой целью было составлено более двухсот точек сейсмических определений толщины коры H и аномалий силы тяжести Δg . При осреднении этих данных более надежным точкам придавался повышенный вес, вплоть до десятикратного. Полученная нами (Демениц-

* Данные последних лет о горизонтальных движениях литосферных плит, сдвиганиях, надвигах и подвигах тектонических пластин показывают, что наши представления о разнообразии типов земной коры и сегодня еще далеки от реальности.

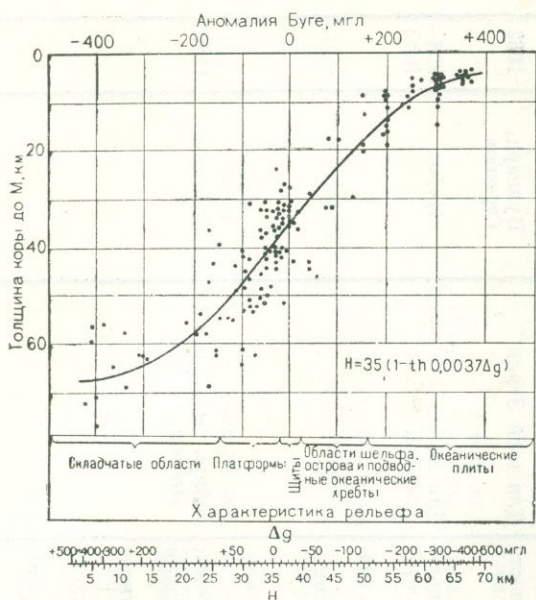


Рис. 1. Осредненный график зависимости толщины коры и аномалий Буге (Деменичкая, 1958)

никаких предположений в отношении того, какими конкретными физическими свойствами должна обладать эквивалентная колонка коры, т. е. плотностью или скоростью.

В дальнейшем продолжались поиски более удовлетворительных связей между толщиной коры и величиной аномалий Буге или гипсометрией поверхности. Сейсмические исследования, проведенные в районах с разной геологической ситуацией, позволили многим авторам провести сопоставление толщины коры и аномалий Буге или рельефа твердой Земли для различных регионов. Это привело к выявлению индивидуальных стохастических зависимостей, которые сведены в таблице.

При некоторых построениях иногда удобнее пользоваться понятием не толщина коры (H), а глубина границы M (H_M) от уровня геоида. На этот, казалось бы, маловажный факт мы обращаем внимание потому, что в некоторых работах и сегодня еще имеет место смешение этих понятий, и иногда неясно, включает ли автор в свои карты изоглубинный слой воды и превышения рельефа, или нет.

Пересчет толщины коры в глубины границы M осуществляется по формуле

$$H_M = H \pm \Delta h,$$

где H_M — глубина границы M от уровня геоида, км;

H — толщина коры, вычисленная по осредненным графикам Δg или Δh ;

Δh — высота (глубина) от уровня моря.

Ранее в наших работах (1961, 1967) были исследованы причины разброса точек на графиках рис. I и II, и точность определения коры по графикам. К перечисленным ранее формальным причинам несовпадения сейсмических определений толщины коры и вычисленных по аномалиям Буге можно, очевидно, добавить неучет при интерпретации того обстоятельства, что в случае значительного рельефа поверхности M в аномалиях Буге будет включен «краевой эффект» этой поверхности, причем эти аномалии могут быть значительными (до 50 мгл).

Многие исследователи, рассматривая карты, составленные по методу осредненных графиков, указывали на их схематичность, на то, что из этих карт не усматривается специфика отдельных тектонических регионов. В связи с этим напомним, что на этот вопрос нами обращалось внимание еще в 1961 г.

«Для больших пространств, где не проводилось сейсмических исследований, главные особенности структуры коры могут быть успешно предварительно изучены вспомогательными методами. Вместе с тем имеется значительное количество районов, где мощность коры,

какая, 1958) эмпирическая связь между толщиной коры (H) и аномалий Буге (Δg) выражается формулой 1 (таблица). Эта зависимость (рис. I) является осредненной для земного шара глобальной зависимостью между толщиной коры и аномалией Буге. Она представляет как бы гравиметрическую характеристику нормальной коры и при дальнейшем использовании может служить эталоном, определяющим соответствие или отклонение действительной толщины коры от ее теоретического значения для данного региона. Для удобства расчета H по данному значению Δg на рис. I (внизу) приводится бинарная шкала. Как показала более чем десятилетняя практика, приведенная формула оказалась достаточно универсальной при разумных пределах ее использования.

Аналогичным путем проводилось исследование зависимости толщины коры и рельефа твердой Земли. И в этом случае наиболее надежным точкам был придан повышенный вес и получена эмпирическая формула 2 (таблица и рис. II).

Большим преимуществом такого анализа связей между толщиной коры и характером гипсометрии твердой Земли является свобода от каких-либо допущений, так как эмпирические связи не включают

№	Формулы	Условные обозначения	Область применения	Автор	Год
1	$H = 35(1 - \text{th } 0,0037 \Delta g)$	H — толщина коры, км;	Для всей Земли	Деменицкая	1958
2	$H = 33 \text{ th } (0,38 \Delta h - 0,18) + 38$	th — тангенс гиперболический;			
3	$H \approx 35 - 0,126 \Delta g$	Δg — аномалия Буге, мгл; Δh — превышение рельефа (на суше положительное, на море — отрицательное) км	Для континентальной равнины		
4	$H = 30 - 0,1 \Delta g$		Для континентальной равнины	Андреев	1958
5	$H = 32 - 0,08 \Delta g$	H_M — глубина поверхности, М, км;	Для всей Земли	Вуллард	1959
6	$H_M = (32 - 4,08h) \pm 3$ км	h — глубина моря	Для шельфа и побережий		
7	$H_M = [21 - 2,2(9 - h)] \pm 3$ км	H_M — глубина поверхности	Для желобов		
8	$H_M = 40,5 - \left(32,5 \text{ th } \frac{\Delta g + 75}{275} \right)$	M , км; Δg — аномалия Буге	Для всей Земли	Вуллард, Стрендж	1962
9	$\Delta H(a) = 39,76 \cdot 10^{-2} \sum_i \Delta g_i \cdot \Phi_{a-i}$ где $\Phi_{a-i} = \frac{c}{\pi(a^2 + c^2)} [\pm e^{\pi} - 1]$; $c = \frac{H}{L}$	$\Delta H(a)$ — приращение толщины коры в фиксированной точке a , км; Δg_i — аномалия Буге в точке i ; H — толщина коры, принятая за исходную; L — шаг сетки; e — основание натуральных логарифмов	Для любых структур земной коры	Цубои	1938—1962
10	$H_0 = 35,5 - 32,5 \text{ Sin } [0,212 v_z(\sigma)]^\circ$	H — мощность земной коры;	Сибирь и Дальний Восток	Каратаев	1960
11	$H = H_0 + \frac{2\sigma_1 - \sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_2 - \sigma_1} \Delta H - \frac{v_z(x, y, 0)}{2\pi k (\sigma_2 - \sigma_1)} + c$	$v_z(\sigma)$ — зональные аномалии силы тяжести; σ_0 — плотность гранитного слоя; σ_1 — плотность базальтового слоя; σ_2 — плотность перidotитового слоя;			

12	$H = 33 - 0,055 \Delta g$	ΔH — мощность базальтового слоя; $v_z(x, y, 0)$ — притяжение аномальных масс; k — постоянная притяжения; c — постоянная, зависящая от выбора нормальной формулы силы тяжести	Для равнин	Уэрзел и Шербет	1955
13	$H = 33 + 7,21h$	H — глубина поверхности М, км;			
14	$H = -0,12 \Delta g + (h_1 + h_2) + 3$ км	Δg — аномалия Буге; h — высота от уровня моря	Средняя Азия	Антоненко	1961
15	$H_M = 16 - 0,33 \Delta g$	H — толщина коры, км; H_M — глубина до поверхности М;	Балхаш, Темир-тау		
16	$H_M = 36 - 0,14 \Delta g$	Δg — аномалия Буге;			
17	$H_M = d - 0,104 \Delta g$	h_1 — мощность гранитного слоя, км; h_2 — мощность базальтового слоя, км; d — коэффициент, зависящий от плотности и высоты гор	Темир-тау, Петропавловск		
18	$H_M(r) = 23,7 - 0,079 \Delta g_p(r) - 0,358 H_\Phi(r) + 0,744 H_\delta$	$H_M(r)$ — глубина до поверхности М, км;	Сибирь и Дальний Восток	Фотиади и Каратаев	1963
19	$H_M(r) = 33,4 - 0,088 \Delta g_p(r) + 0,651 H_\Phi(r) + 0,003 H_\delta$	H_δ — глубина до поверхности Конрада, км;			
20	$H_\delta \approx 18,6 - 0,031 \Delta g$	H_Φ — глубина до поверхности консолидированной коры; Δg_p — региональная аномалия силы тяжести			
21	$H_{pz} = (0,116 \Delta g + 16,6)$ км $H_M = (2,44 \Delta g + 4,54)$ км	H_{pz} — глубина палеозоя; H_M — глубина поверхности М;	Фергана	Вольвовский и Рябой	1964
22	$C = 0,8h + 1,20$	Δg — аномалия Буге C — толщина коры, км; h — глубина океана, км	Срединно-Атлантический хребет	Ле Пишон Хаутц, Дрейк Нейф	1965

определенная нашим методом, расхо- дится с данными сейсмического зонди- рования. Таковы, например, участки Черного моря в районе г. Анапы, юго- западной части Карибского моря, юж- ной части Каспийского моря, Южной Африки, Колорадского плато. В этих районах величины толщины коры, аномалий Буге и рельефа твердой Земли отклоняются от средних стохастических зависимостей, установленных для всей Земли в целом. По мере накопления материала мы пришли к выводу, что такие отклонения не случайны. Величина и характер отклонения толщины коры от среднего значения может явиться своеобраз- ным критерием при геотектоническом райониро- вании земного шара. По-видимому, уже в настоящее время пред- ставляет большой интерес сопоставление всех районов, где известна толщина коры по сейсмическим определениям, с характеристикой этих районов по аномалиям Буге и релье- фе» (Деменицкая, 1961, с. 71; 1967, с. 33).

Из аналогичных предпосылок при изучении соотношения: толщина коры — аномалия Буге исходил и Г. Вуллард (Woollard, 1959). Он обобщил громадный и разнообразный гра- витационный и сейсмический материал, уделив особое внимание данным по Северной Аме- рике, которые он считал наиболее представительными. В результате Дж. Вуллард получил зависимость (формула 5, табл.), несколько отличающуюся от нашей. Позже Дж. Вуллард и Стрендж опубликовали новую формулу зависимости толщины коры от аномалии силы тя- жести, основанную на большем количестве исходных данных (формула 8, табл.), которая принципиально не отличается от нашей зависимости, что отмечается авторами: «...зависи- мость очень близка к зависимости, выведенной Деменицкой» (Woollard, Strange, 1962).

Таким образом, как наши исследования, так и исследования других авторов показали, что гравитационное поле и рельеф Земли тесно связаны с особенностями строения коры на глубине и рисуют ее генеральные черты. Еще раз подчеркнем, что это относится именно к генеральным чертам, в то время как строение коры какого-либо локального района может не совпадать с этой генеральной зависимостью.

Поэтому в настоящее время определение толщины коры отдельных локальных райо- нов по Δg или Δh представляет интерес только в сочетании с другими данными для выявле- ния характера взаимных связей или несоответствия.

Иное направление исследований физических полей для изучения структуры коры выбрано Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаевым (1961). Для прогнозирования структуры коры они предложили использовать метод, названный «эталонным»: установив корреляционные зависимости между геофизическими полями, геологическим строением и известной мощностью коры в изученных районах, отыскивать аналогичные виды связи для малоизученных райо- нов путем расчетов на ЭВМ.

В последние годы все больше внимания обращается на возможность привлечения изо- статических аномалий для изучения не только изостазии, но и структуры коры, выявление в коре скомпенсированных и нескомпенсированных неоднородностей. Развитие вычисли- тельной техники позволяет производить анализ топографо-изостатических поправок по всем вариантам гипотез изостатической компенсации, и это, естественно, открывает новые гори- зонты исследования коры и мантии.

Дж. Вуллард провел обширное исследование таких связей и установил, что можно ожи- дать значительных изменений изостатических аномалий (25—50 мгл) как за счет изменений в строении коры в условиях изостатического равновесия, так и за счет действительных отклонений от изостазии. Он указывает, что в общем случае зависимость от высоты поднятия можно описать тремя линейными функциями, одна из которых соответствует побережью — от уровня моря до 200 м глубины и среднее соотношение может быть выражено зависи- мостью $-0,102h + 3$, другая — континентальным платформам с высотами от 200 до 1700 м и соотношением $0,0075h - 6$ и третья — горным районам с высотами более 1700 м и соотно- шением $0,0465h - 77$. Интересно, что в то время как для прибрежных районов знак функции,

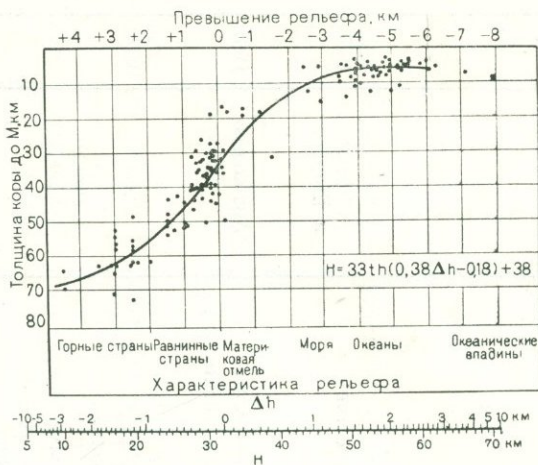


Рис. II. Осредненный график зависимости толщины коры и рельефа твердой Земли (Деменицкая, 1958)

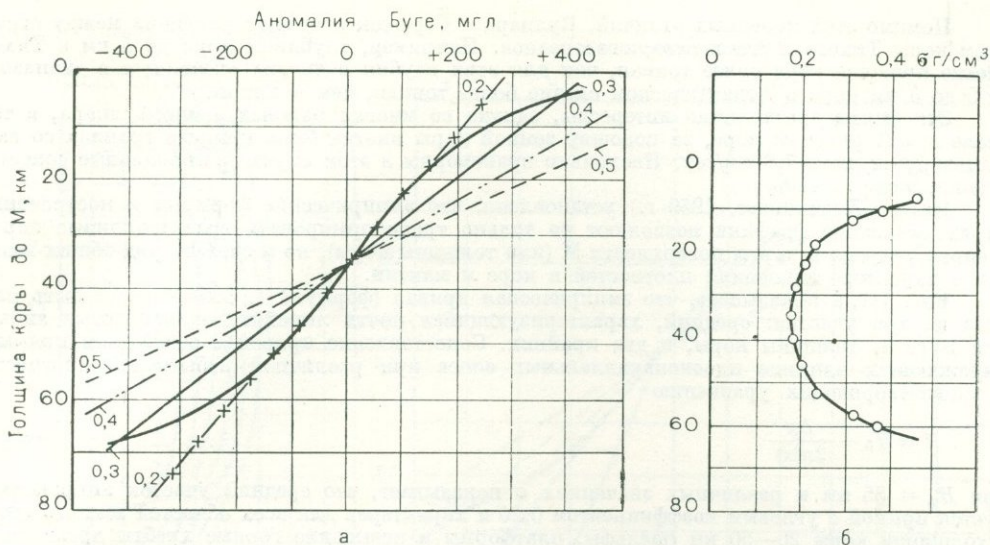


Рис. III. Зависимость аномалии Буге и толщины коры (а) и характеристика избыточной плотности (б) при различной толщине коры (Деменицкая, 1958)

описывающей соотношения для аномалий в свободном воздухе, отрицателен, для других двух площадей он положителен. Для этих трех зон поднятий могут существовать вариации, причем главные из них заметны при сравнении разных континентов или резко отличающихся регионов. Д. Вуллард обращает внимание на то, что поскольку аномалии в свободном воздухе входят в формулы для вычисления всех других аномалий, то любые региональные отклонения в величинах аномалий в свободном воздухе сразу же должны отразиться на значениях других аномалий.

И все же следует признать, что по-прежнему остается удивительной хорошая изостазия на поверхности Земли; анализ изостатических аномалий, вычисленных по различным гипотезам, показывает, что даже при достаточно больших параметрах величины поправок изменяются незначительно.

Используя корреляционные графики (см. рис. I, II) и сейсмические данные о строении коры в качестве опорных и принимая во внимание некоторые геологические критерии, нами в 1958 г. была построена карта толщины коры на Земном шаре (см. рис. 1).

При составлении карт были использованы гипсометрические и гравиметрические карты мира; изолинии последних схематизировались через 30—50 мгл и по среднему графику оцифровывались как изолинии толщины коры. Полученные величины сопоставлялись с имеющимися сейсмическими определениями в районе и соответственно корректировались с учетом географических и геологических условий.

Однако мы рекомендуем для каждого района строить карты изолиний границы М по средним графикам непосредственно по Δg или Δh без корректировки их сейсмикой. Это будут карты данного района при условии «нормальной коры».

Полученные карты, сопоставляются с сейсмическими данными там, где они есть, и, если имеются отклонения, составляются карты «аномалий М». Составление карт «аномалий М», полученных в виде разности между «нормальной корой», т. е. вычисленной по Δg или Δh и реальной — изученной в данном районе сейсмическим методом, является важным критерием в изучении глубинного строения коры и верхней мантии. С этой точки зрения вычисление индивидуальных формул и графиков для различных районов является только одним из этапов, когда выявляется степень отклонения данного района от «среднего» или «нормального».

Вуллард и Стрендж (Woollard, Strange, 1962), сопоставляя Δg и глубины М, получили любопытные данные о различии структуры коры в разных частях Мирового океана. Они установили, что зависимость между глубиной моря и глубиной расположения поверхности М по сейсмическим данным в Тихом и Атлантическом океанах, а также в Мексиканском заливе и Карибском море, несмотря на довольно большой разброс точек, выражается уравнением линейного вида (см. таблицу). Авторы подчеркивают, что общая зависимость для открытого океана ни в коей степени не соответствует зависимости для океанских желобов.

Помимо этих коренных отличий, Вуллард и Стрендж отмечают различия между строением коры Тихого и Атлантического океанов. Например, глубинам моря до 5 км в Тихом океане присуща кора более тонкая, чем для этих глубин в других океанах; а в диапазоне от 5 до 6 км кора в Атлантическом океане более тонкая, чем в Тихом.

Эти факты чрезвычайно интересны, однако во многих районах земного шара, в том числе и в Карибском море, за подошву земной коры иногда была принята граница со скоростью 7,5 и даже 7,3 км/сек. Насколько правомерны в этом случае региональные сопоставления, пока неясно.

Нами (Деменцкая, 1959 г.) установлено, что эмпирические формулы и построенные на их основании графики позволяют не только трансформировать гравитационные карты и карты рельефа в карты поверхности М (или толщины коры), но и сделать ряд общих выводов о характере изменения плотностей в коре и мантии.

Рис. III, а показывает, что эмпирическая кривая (формула I, табл.) может быть разбита на три участка: средний, характеризующийся почти линейной зависимостью аномалий Буге от толщины коры, и два крайних. Сопоставление кривой с семейством прямых, выражающих влияние плоскопараллельных слоев при различной избыточной плотности и удовлетворяющих уравнению

$$H = H_0 + \frac{\Delta g}{2\pi k \sigma}$$

при $H_0 = 35$ км и различных значениях σ показывает, что средний участок аппроксимируется прямой с угловым коэффициентом 0,20 и характерен для всех областей земного шара с толщиной коры 20—50 км (шельфы, платформы и невысокие горные хребты древнейшей складчатости).

По мере удаления от этой области кривой угловой коэффициент аппроксимирующей прямой увеличивается. Это подтверждено и практическими данными, показывающими, например, большую плотность мантии под океанами.

Исключая из эмпирической формулы, связывающей аномалию Буге с толщиной коры, и из выражения влияния плоскопараллельного слоя переменную Δg , найдем зависимость избыточной плотности (σ) от толщины коры:

$$\sigma = \frac{\text{Arth} \left(1 - \frac{H}{H_0} \right)}{0,0232k (H - H_0)}.$$

Полученная зависимость (рис. III, б) отображает изменение плотностной характеристики вещества, находящегося ниже и выше границы М.

Возвращаясь вновь к кривой рис. III, а, нельзя не отметить еще одну особенность: если центральная часть кривой имеет четкую зависимость аномалий Буге от толщины коры, то краевые части, характеризующие океаны и области молодых горных сооружений, такой зависимости не имеют, т. е. при изменении плотности промежуточного слоя толщина коры остается почти постоянной.

Эту интересную особенность кривой можно трактовать двояко. Она может указывать или на уплотнение верхних частей мантии, или на уменьшение плотности коры. Последний вывод согласуется с расчетами Б. Гутенберга и других сейсмологов, указывающих на существование слоев с малой плотностью, расположенных в пределах «гранитно-базальтового» комплекса коры материков в некоторых районах земного шара. Сейчас вопрос о возможных участках разуплотнения внутри коры или наличии слоев меньшей плотности среди слоев повышенной плотности представляется вполне реальным, так как обнаружение высокоскоростных границ раздела в коре на малых глубинах (например, Урал, Закавказье, Украина) требует принятия для расчетов высоких средних скоростей во всей толще коры. Как показали сейсмические исследования последних лет, такие слои действительно обнаружены (см., например, рис. 2, 6 и др.).

Другое простое, хотя и несколько тривиальное объяснение кривой может быть в том, что аномалия силы тяжести по своей природе на поверхности Земли является ограниченной функцией.

Таким образом, из сопоставления сейсмических данных с аномалиями Буге возникает возможность выделить своеобразные зоны «инверсии плотностей» в кристаллической оболочке Земли. На вероятность существования таких зон указывал В. В. Белоусов в 1953 г. Исследования показывают, что зоны могут быть трех типов:

I — характеризующиеся небольшим изменением мощности слоев, максимальным градиентом и максимальной величиной избыточной плотности (при этом в отдельных слоях коры, предположительно в верхних, появляются области с пониженной плотностью);

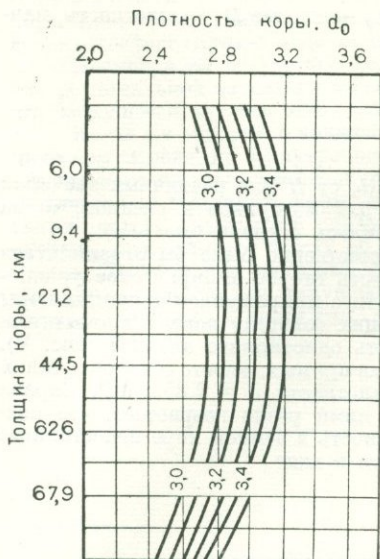


Рис. IV. График средней плотности коры при различной ее толщине и различных предположениях относительно плотности мантии (Деменицкая, 1957)

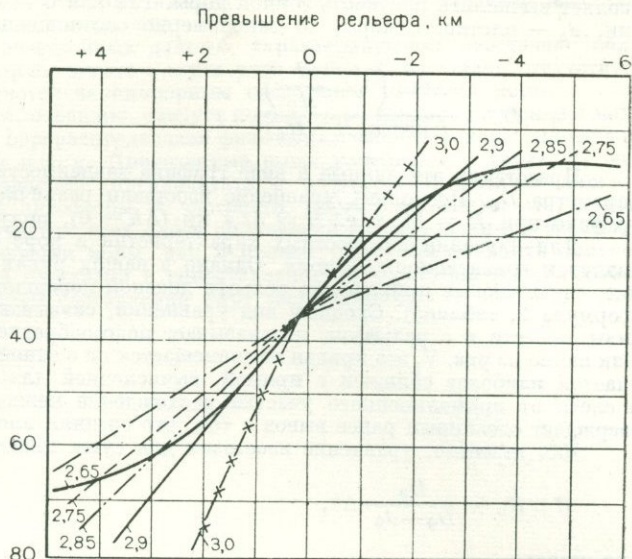


Рис. V. Сопоставление семейства прямых, удовлетворяющих различным значениям средней плотности в коре, с экспериментальной кривой зависимости толщины коры и рельефа земной поверхности (Деменицкая, 1957)

II — характеризующиеся значительным изменением мощности слоев и небольшим градиентом избыточной плотности между слоями коры;

III — характеризующиеся небольшим изменением мощности слоев, максимальным градиентом и максимальной величиной избыточной плотности, причем в отдельных слоях коры, предположительно в нижних (а возможно, и в астеносфере), появляются области с пониженной плотностью.

Кроме этих зон выделяются огромные пространства, характеризующиеся почти постоянной и наименьшей по величине избыточной плотностью между слоями, залегающими выше и ниже поверхности М, при значительном изменении соотношения мощностей «гранитно-базальтового» и мантийного (гипербазитового) слоев. Анализ позволяет высказать следующие предположения:

1) на больших пространствах материковых областей, за исключением некоторых районов молодой складчатости, распределение масс относительно однообразно;

2) в отличие от материковых областей на океанах, по-видимому, имеет место перемежаемость отдельных участков, различающихся по плотности. Не исключено, однако, что это различие связано с более глубокими частями литосферы, возможно с астеносферой;

3) имеется существенное различие в распределении масс в коре между северным и южным полушариями;

4) наблюдается «шнурковый» характер зон «инверсии плотностей» типа I в отличие от площадного характера зон всех других типов. Исключением является зона, расположенная в Центральной Азии, которая, впрочем, весьма приблизительно околонтурена; возможно, что и она имеет более вытянутый вид;

5) обращает на себя внимание «пятнистое» распределение зон возможного уплотнения вещества в нижних частях литосферы в области Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов и сложные очертания таких зон в Тихом океане.

Выше были рассмотрены особенности изменения разности плотности на границе коры и мантии. Однако если подойти к решению этого вопроса, исходя из гипотезы Эри, т. е. если предположить, что мантия имеет постоянную плотность вблизи поверхности М (что следует из сравнительной стабильности величины граничной скорости продольных сейсмических волн вдоль поверхности М, на всем земном шаре), то уравнение избыточной плотности по-

звояет вычислить плотность земной коры. Так как $\sigma = D_0 - d_0$, где D_0 — плотность мантии, d_0 — плотность коры, то закономерно соотношение

$$d_0 = D_0 + \frac{\text{Arth} \left(1 - \frac{H}{H_0} \right)}{0,0232k (H - H_0)}.$$

Представим эти данные в виде графика зависимости d_0 от H для различных значений параметра D_0 . Поскольку уравнение изостазии различно для материков и океанов, то на графике при $H = H_0$, т. е. $H = 32,1$ км ($\Delta h = 0$), получилась ступень (рис. IV).

Для изучения плотностных характеристик в коре естественно было бы ограничиться анализом гравитационного поля. Однако в наших руках есть второе эмпирическое уравнение, связывающее приращение рельефа дневной поверхности с приращением толщины коры (формула 2, таблица). Сходный вид уравнений подсказывает целесообразность однотипного анализа (рис. V). Как видно из рис. V, эта кривая не совмещается ни с одной из прямых; вместе с тем ее средний участок наиболее близжен с прямой, вычисленной для плотности $d = 2,85$ г/см³. Справа и слева от прямолинейного участка расхождение между ними резко возрастает, что подтверждает сделанный ранее вывод о том, что средняя плотность в земной коре непостоянна.

Как известно, уравнение изостазии для суши пишется в виде

$$H = H_0 + \frac{D_0}{D_0 - d_0} \Delta h,$$

для моря:

$$H = H_0 + \frac{D_0 - 1,03}{D_0 - d_0} \Delta h,$$

где H — толщина коры, км;

H_0 — «нормальная» толщина коры, т. е. толщина коры при $\Delta h = 0$ км;

d_0 — плотность коры до поверхности М, г/см³;

1,03 — плотность морской коры, г/см³;

D_0 — плотность гинербазита (субстрата), г/см³;

Δh — превышение рельефа над уровнем моря, на суше — положительное, на море — отрицательное.

Имея систему уравнений изостазии для суши и для моря, можно решить ее также относительно d_0 и D_0 .

Приводя в качестве иллюстрации полученные графики, мы хотим подчеркнуть, что общий вывод об изменчивости плотности коры в зависимости от ее мощности остается неизменным при любом подходе к исследованию основных формул, хотя количественные характеристики этой зависимости нуждаются еще в дальнейшем изучении и уточнении.

Анализ плотностей коры и подстилающего ее материала позволяет высказать некоторые соображения об изостатическом состоянии коры. Выше было показано, что распределение аномалий Буге очень похоже на распределение высот и глубин, и это говорит о том, что подавляющая часть аномальных масс земного шара расположена в соответствии с рельефом (см. рис. V) именно так, как требует изостазия.

Полученные данные о региональных особенностях строения коры позволяют подойти с большей конкретностью к решению проблем о состоянии изостазии на земном шаре. В сущности формула 2 (см. таблицу) и есть эмпирическое уравнение изостазии, непрерывное для материков и океанов. Вид уравнения приводит к выводу о том, что изостазия на земном шаре имеет более сложный характер, чем это следует из теории Эри и Пратта, и, вероятно, соответствует так называемому общему случаю изостазии.

Если уравнение изостазии Эри и Пратта выразить через индексы плотности, то оно примет вид

$$H = H_0 + \frac{2,94 - 12,54 \Delta h}{184,4 (D_0 - d_0)}.$$

Однако хотя величины плотности коры, как показано выше, сами являются переменными, глобальное распределение плотностей в коре по нашим данным не случайно, а подчинено определенному закону: наибольшая средняя плотность коры соответствует платформенным областям, наименьшая —

океанам и горным системам. А так как помимо переменной плотности самой коры имеет место переменная плотность подстилающей ее мантии, то характер изостазии в тектоносфере примет еще более сложный вид.

Несмотря на отсутствие количественных данных, характеризующих изостазию, наличие региональной изостазии бесспорно; вместе с тем в ряде областей изостазия отсутствует, это кажущееся противоречие является закономерным следствием развития коры.

Когда мы говорим о движении, очевидно, следует понимать не только движение в механическом смысле, но и внутреннее перераспределение физических свойств в коре: плотности, химического состава, температуры и т. д. Приведенные выше материалы о характере изостатического состояния коры позволяли предполагать и подтвердили наличие сложных связей между отдельными слоями литосферы (в частности, коры и мантии) и это, в свою очередь, подсказывает мысль об участии всех слоев оболочки в формировании поверхности Земли. Поэтому при изучении строения коры, как и прежде, будет представлять большой интерес выявление зон нарушения изостазии и сопоставление их с тектоническими особенностями районов, в частности, путем составления карт «аномалий М».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ*

1. Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. — «Изв. АН СССР, Физика Земли». 1970, № 5, с. 35.
2. Артемьев М. Е. Изостазия. М., «Наука», 1970, 164 с.
3. Афанасьев Г. Д. Магматизм и глубинное строение земной коры. — В кн.: Магматические формации. М., «Наука», 1964, 312 с.
4. Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд-во АН Груз. ССР, 1957, 122 с.
5. Балавадзе Б. К., Картвелишвили К. А. Наблюдения земных приливов в Тбилиси. Тбилиси, «Мецниереба», 1972, 140 с.
6. Безруков П. Л., Канаев В. Ф. Основные черты строения дна северо-восточной части Индийского океана. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 4, с. 926—929.
7. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966, 123 с.
8. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968, 255 с.
9. Белоусов В. В. Об одной гипотезе растекания океанов. — «Бюл. МОИП, отд. геолог.», 1970, № 4, с. 92—114.
10. Бугаевский Г. Н. Годограф сейсмических волн и строение мантии. — В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. «Труды Ин-та земной коры СО АН СССР», 1964, вып. 18, с. 151—168.
11. Буланже Ю. Д. Генеральная Ассамблея Международного Союза геодезии и геофизики. — «Вестн. АН СССР», 1960, № 11, с. 88—93.
12. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. — Изд-во АН СССР, 1959, 44 с.
13. Виноградов А. П. Верхняя мантия Земли. М., «Мир», 1964, 250 с.
14. Виноградов А. П., Удипцев Г. Б., Дмитриев Л. В. и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов. — «Изв. АН СССР, серия геол.» 1969, № 10, с. 56—59.
15. Волк В. Э. Опыт использования данных аэромагнитной съемки для изучения земной коры в пределах Арктического бассейна. — «Сов. геол.», 1964, № 11, с. 117—120.
16. Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. Новосибирск, 1972, 240 с.
17. Второй Международный океанографический конгресс. Тезисы докладов. М., «Наука», 1966, 455 с.
18. Вопросы геохимии и геохронологии океана. М., «Мир», 1965, 458 с.
19. Вопросы современной зарубежной тектоники. М., Изд-во иностр. лит., 500 с.
20. Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д. Геофизические исследования земной коры Атлантического океана. М., «Наука», 1967, 172 с.
21. Гамбургцев Г. А. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1960, 461 с.
22. Гапоненко Г. И., Верба М. Л., Иванов С. С. Отражение основных тектонических элементов северо-западной части шельфа Берингова моря в геофизических

* Список литературы не полностью соответствует ссылкам на авторов, упоминаемых в тексте. Это касается главным образом работ, опубликованных до 1965 г. В этом случае просим обратиться к списку литературы, опубликованному в 1 издании книги.

- полях и морфологии дна. — В кн.: Геоморфология и геофизика. Л., «Наука», 1972, с. 162—167.
23. Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, 191 с.
 24. Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969, 377 с.
 25. Геоморфология и геофизика. Л., «Наука», 172 с.
 26. Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. и др. Изучение строения земной коры при региональных сейсмических исследованиях на Русской платформе и в Средней Азии. — «Изв. АН СССР, серия геоф.», № 10, с. 1464—1471.
 27. Городницкий А. М., Казанский М. М. и др. Комплекс геофизических методов исследования океанов и морей. — «Труды НИИГА», Геофизические методы разведки в Арктике, 1968, вып. 5.
 28. Горшков Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия. — В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., «Наука», 1964, с. 41—52.
 29. Городницкий А. М., Иванов С. С., Ушаков С. А. Некоторые геологические результаты гидромагнитной съемки на акватории Черного моря. — «Труды НИИГА». Геофизические методы разведки в Арктике, 1968, вып. 5.
 30. Грачев А. Ф., Иванов С. С., Карасик А. М. О рифтовой системе Арктики. — «Уч. Зап. НИИГА, регионал. геол.», 1967, вып. 10, с. 15—23.
 31. Грачев А. Ф., Деменецкая Р. М., Карасик А. М. Момский континентальный рифт и проблема его связи со структурой Срединно-Арктического хребта. — XV Международная ассоциация сейсмологии и физики недр Земли. Генеральная ассамблея МГГС. Тезисы докладов. 1971, 8 с.
 32. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, 335 с.
 33. Гусев Б. В. Вопросы палеомагнетизма Сибири. «Труды НИИГА» № 8, 1973, с. 35.
 34. Грачев А. Ф., Деменецкая Р. М., Карасик А. М. Срединный Арктический хребет и его материковое продолжение. «Геоморфология», № 1, с. 42—45.
 35. Гутенберг Б. Физика земных недр. М., Изд-во иностр. лит., 1963, 263 с.
 36. Деменецкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. М., Гостоптехиздат, 1961, 224 с.
 37. Деменецкая Р. М. Развитие океанов и возможные причины инверсий геомагнитного поля в кайнозое. — «Труды НИИГА». Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1971, с. 30—31.
 38. Деменецкая Р. М. Магнитное поле Земли и проблема обособления материков и океанов. — В кн.: Геоморфология и геофизика. Л., «Наука», 1972.
 39. Деменецкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Ю. Г. Строение земной коры в Арктике. — В кн.: Межд. Геол. Конгр. XXII сессия. Доклады сов. геологов. Геология дна океанов и морей. М., «Наука», 1964, с. 114—121.
 40. Деменецкая Р. М., Розенберг В. И. Строение земной коры Антарктиды, Атлас Антарктиды. М., Географиздат, 1965.
 41. Деменецкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967, 280 с.
 42. Деменецкая Р. М., Карасик А. М. Проблемы генезиса Северного Ледовитого океана. История Мирового океана. М., Наука, 1971, с. 58—76.
 43. Деменецкая Р. М., Киселев Ю. Г. и др. Особенности строения осадочного чехла в Северном Ледовитом океане. Геология Советской Арктики (тезисы докладов на II Международном симпозиуме по геологии Арктики, Сан-Франциско, 1971). Л., 1971, с. 17—18.
 44. Деменецкая Р. М., Киселев Ю. Г. Чукотский купол и его взаимоотношение с мезозоидами Чукотско-Аляскинской зоны (по материалам сейсмических исследований). Мезозойский тектогенез. (Тезисы докладов VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магадан, 1969.
 45. Деменецкая Р. М., Карасик А. М. Мировая система срединно-океанских хребтов и ее северный фрагмент. — В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969, с. 249—257.
 46. Деменецкая Р. М., Иванов С. С., Карасик А. М. О нефтегазоносности арктических и северо-восточных морей СССР в свете тектоники мобильных лито-

- сферных плит. — «Труды НИИГА». Геофизические методы разведки в Арктике. 1972, вып. 7.
47. Деменицкая Р. М., Городницкий А. М., Иванов С. С. Парадокс осадконакопления в Баренцовом море. — «Труды НИИГА». Геофизические методы разведки в Арктике. 1973, вып. 8, с. 95—97.
 48. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., Изд-во иностр. лит., 1960, 484 с.
 49. Джекобс Дж., Рассел Р., Уилсон Дж., Уилсон Т. Физика и геология. Пер. с англ. М., «Мир», 1964, 481 с.
 50. Дзоценидзе Г. С. Вулканизм и литогенез докембрия. «Литология и осадочная геология докембрия». М., 1973, с. 8—9.
 51. Добрев Т., Пищалов С. Глубинное строение земной коры Болгарии по региональным гравимагнитным данным. — Вестн. МГУ, сер. 4, «Геология», 1965, № 2, с. 21—36.
 52. Дрейф континентов. М., «Мир», 1966, 231 с.
 53. Егiazаров Б. Х., Атласов И. П., Равич М. Г. и др. Тектоническая карта полярных областей Земли и некоторые аспекты сравнительного анализа. Геология Советской Арктики (тезисы докладов на II Международном симпозиуме по геологии Арктики, Сан-Франциско, 1971) Л., 1971, с. 22—23.
 54. Жарков В. Н. Гравитационные аномалии и температурные деформации Земли. — «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1964, № 4, с. 441—455.
 55. Карасик А. М., Деменицкая Р. М., Щелованов В. Г. Специфика магнитного поля и развития подводных хребтов Арктического бассейна. Геология Советской Арктики (тезисы докладов на II Международном симпозиуме по геологии Арктики, Сан-Франциско, 1971) Л., 1971, с. 19—20.
 56. Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, 640 с.
 57. Зорин Ю. А. Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, 181 с.
 58. Иванов С. С. Западная Европа — область современной активизации верхней мантии. — В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969, с. 87—89.
 59. Иванов С. С. Гипотеза мобильных литосферных плит и пример интерпретации области сближения Атлантического и Тихого океанов. — «Труды НИИГА». Геофизические методы разведки в Арктике, 1973, вып. 8, с. 40—44.
 60. Ильин А. В. Морфоструктура дна Атлантического океана. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 157, № 6, с. 1358—1361.
 61. Иванов С. С., Карасик А. М., Соколов В. Н. Сейсмологические доказательства влияния срединно-океанического хребта на северо-западную окраину Европейского континента. — «Труды X Генеральной ассамблеи Европейской сейсмологической комиссии». Ленинград, 3—11 сентября 1968. Т. II. Изд-во АН СССР, 1970, с. 205—211.
 62. Карасик А. М. Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна. — «Геотектоника», 1971, № 2, с. 3—18.
 63. Карасик А. М. Некоторые особенности и проблема разрастания океанической коры вблизи полюса раскрытия. XV Международная ассоциация сейсмологии и физики недр Земли. Генеральная ассамблея (тезисы докладов) МГГС, М., 1971, с. 10.
 64. Карасик А. М., Деменицкая Р. М., Щелованов В. Г. Особенности линейных магнитных аномалий и разрастание Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. «Тезисы докладов VIII конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма». Часть I. Постоянное геомагнитное поле. М., 1970, с. 151—156.
 65. Келлер Б. М. Сравнение скоростей осадконакопления рифея и фанерозоя в свете данных абсолютной геохронологии. — «Литология и осадочная геология докембрия», 1973, с. 10—11.
 66. Киселев Ю. Г. Некоторые черты современного морфотектонического строения хребта Ломоносова по данным сейсмических исследований. — В кн.: Морская геология и геофизика. Т. I. Рига, 1970, с. 123—128.
 67. Косыгин Ю. А., Мархинин Е. К. Проблема баланса вещества и ее тектонический аспект. Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. IX сессия научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. 1972, № 8.

68. Кулон Жан. Разрастание океанического дна и дрейф материков. Пер. с франц. Л., «Недра», 1973, 231 с.
69. Косминская И. П. Изучение земной коры в период МГГ. Геофиз. бюлл. № 14, М., «Наука», 1965, с. 168—178.
70. Левин Б. Ю. Происхождение Земли и вопросы ее строения и состава. — «Вестник АН СССР», 1962, № 2, с. 9—16.
71. Литвиненко И. В., Дехнич М. Я., Некрасова К. А. Глубинное сейсмическое зондирование на территории Балтийского щита. — В кн.: Сейсмические исследования. М., Изд-во АН СССР, 1960.
72. Литология и осадочная геология докембрия. Тезисы докладов. М., ВГФ, 1973.
73. Личков Б. Л. К основам современной теории Земли. Изд. ЛГУ, 1965, 119 с.
74. Лукк А. А., Нерсесов И. А. Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 3, с. 559—562.
75. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968, 279 с.
76. Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли. — «Бюлл. МОИП», т. 70, отд. геол., вып. 1, 1965, с. 5—27.
77. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965, 379 с.
78. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966, 275 с.
79. Мещеряков Ю. А. Изучение современных движений земной коры. — Межд. Геол. Конгр. XXII сессия. Доклады сов. геологов. Пробл. 12. Изостазия. М., «Наука», 1964, 72 с.
80. Лучицкий И. В. Некоторые общие вопросы изучения эволюции вулканической деятельности. — В кн.: Вулканология. М., «Наука», 1973.
81. Молоденский М. С. Ядро Земли — жидкое. — «Природа», 1963, № 4, с. 105—106.
82. Москалева С. В. Проблема верхней мантии и генезис гипербазитов. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 156, № 5, с. 1083—1086.
83. Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегаэтапии развития земной коры. — «Геотектоника», 1965, № 1, с. 6—29.
84. Наливкина Э. Б., Дьячкова А. Я. О базальтовом слое континентов и природе сейсмических границ в его пределах. — «Сов. геол.», 1970, № 4, с. 131—142.
85. Николаевский А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. М., «Наука», 1968, 184 с.
86. Нефтегазоносность морей и океанов. М., «Недра», 1973, 232 с. Авт.: Б. А. Соколов и др.
87. Океан. Пер. с англ. М., «Мир», 1971, с. 191.
88. Петрова Г. Н., Печерский Д. Н. Магнитные характеристики базальтов и перидотитов рифтовой зоны Индийского океана. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Вып. 7. М., «Наука», 1970, с. 45—71.
89. Пейве А. В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. — «Геотектоника», 1965, № 1, с. 30—37.
90. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», 1969, № 4, с. 51.
91. Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969, 232 с.
92. Проблемы планетарной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1963, 343 с.
93. Проблемы перемещения материков. М., Изд-во иностр. лит., 1963, 367 с.
94. Подводный Срединный Арктический хребт и его место в системе хребтов Северного Ледовитого океана. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 172, № 3, с. 659—662.
95. Рельеф и геология дна океанов. М., «Прогресс», 1964, 319 с.
96. Ризниченко Ю. В. О связи энергии максимальных землетрясений с сейсмической активностью. — «Докл. АН СССР», 1964, с. 1352—1354.
97. Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Ярошевский А. А. К геохимической истории внешних оболочек Земли. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналит. химии. М., «Наука», 1972, с. 88—98.

98. Садецки-Кардош Е. Давление пара и формирование горных пород. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 152—165.
99. Семеновко Н. П., Субботин С. И., Соллогуб В. Б. Строение глубинных зон земной коры Украинского кристаллического щита. — «Сов. геол.» 1964, № 11, с. 18—29.
100. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи. — «Литология и осадочная геология докембрия». М., 1973, с. 4—7.
101. Синицын В. М. Сиваль. Л., «Недра», 1972, 164 с.
102. Смирнов В. И. Зоны Бенъофа и геосинклиальная металлогения. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., ВСЕГЕИ, 1973, с. 156.
103. Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, 278 с.
104. Соболев Н. Д. О слое «сима» Земли: «Геология и геофизика», 1963, № 1, с. 85—97.
105. Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А. Сейсмическое районирование Восточной Сибири. — «Геология и геофизика», 1960, № 10, с. 104—114.
106. Соловьев С. Л. О связи землетрясений Скандинавии с отрицательными формами рельефа. — «Изв. АН СССР, серия геогр.», 1963, № 6, с. 112—115.
107. Стейси Ф. Физика Земли. М., «Мир», 1972, 342 с.
108. Сорохтин О. Г. Дифференциация вещества Земли и развитие тектонических процессов. — «Изв. АН СССР, Физика Земли», № 7, с. 85.
109. Строение Черноморской впадины. М., «Наука», 95 с.
110. Строение Земли по поверхностным сейсмическим волнам. М., «Мир», 1965, 302 с.
111. Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев, «Наукова думка», 1968, 171 с.
112. Сурков В. С. Глубинное геологическое строение Южно-Минусинской впадины по геофизическим данным. — «Геология и геофизика», 1960, № 8, с. 82—89.
113. Телье Е. О. О некоторых важнейших вопросах исследования палеомагнетизма. — «Сов. геол.», 1964, № 4, с. 61—74.
114. Тектоника и нефтегазоносность окраинных внутренних морей СССР. Л., «Недра», 1970, 304 с.
115. Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, 487 с.
116. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970.
117. Туезов И. К. Опыт использования промышленных взрывов для изучения строения земной коры в зоне перехода от Сибирской платформы к Таймырскому прогибу. — «Геология и геофизика», 1965, № 2, с. 123—127.
118. Трубячгинский Н. Н., Карасик А. М. Пролив Дрейка — область разрастания океанической коры. — В кн.: Геоморфология и геофизика. Л., «Наука», с. 156—162.
119. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972, 395 с.
120. Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. Киев, «Наукова думка», 1972, 184 с. Авт.: Т. С. Лебедев, Д. В. Корниец, В. И. Шаповал и др.
121. Ушаков С. А., Федынский В. В., Шабалин Н. А. Геофизические данные о природе рифтовых зон. — «Вестник МГУ», 1972, № 3, с. 10—18.
122. Ушаков С. А., Красс М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., «Недра», 1972, 158 с.
123. Трубячгинский Н. Н., Деменицкая Р. М. и др. Линейные магнитные аномалии южной части пролива Дрейка. Тезисы докладов VIII конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Часть 1. Постоянное геомагнитное поле. М., 1970, с. 157—161.
124. Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов. — «Изв. АН СССР, серия геоф.», 1963, № 5, с. 670—686.
125. Федынский В. В., Ризниченко Ю. В. Изучение земной коры. — «Вестник АН СССР», 1962, № 6, с. 86—89.

126. Федьинский В. В., Ушаков С. А., Шебакин Н. А. Возраст дна Мирового океана по геофизическим данным. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 6, с. 1442—1445.
127. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971, 548 с.
128. Хаин В. Е. Основные этапы и общий характер эволюции литосферы. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитич. химии. М., «Наука», 1972, с. 99—112.
129. Халевин Н. И. Строение Урала в свете геофизических данных. «Сов. геол.», 1960, № 12, с. 22—32.
130. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника его европейской части СССР. Киев, «Наукова Думка», 1972, 175 с.
131. Шейнманн Ю. М. Поверхность Мохоровичича, глубина зарождения магмы и размещение ультрабазитов. — «Сов. геол.», 1961, № 8, с. 31—44.
132. Шмидт О. Ю. Происхождение Земли и планет. М., Изд-во АН СССР, 1962, 131 с.
133. Юров Ю. Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия. — «Сов. геол.», 1963, № 9, с. 113—118.
134. Эволюция вулканизма в истории Земли. Владивосток, 1973, 346 с.
135. Энгель А. Э. Дж., Энгель Ц. Г. Происхождение континентов. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналит. химии. М., «Наука», 1972, с. 76—87.
136. Яншин А. Л. Вулканизм и осадочные образования. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1968, № 4, с. 46.
137. Allan T. D., Charnock H., Morelli C. Magnetic, Gravity and Depth Surveys in the Mediterranean and Red Sea. — «Nature», 1964, vol. 204, № 4965, p. 1245—1249.
138. Allégre C., Doussaint L., Mechler P. et Proust F. Etude seismologique du volcanisme de l'Hérault et des causses — «Bulletin de la société géologique de France», 7 série, tome 6, № 1, p. 113—116.
139. Allegre C., Mattauer M. Structure et dynamique de la lithosphere. Paris, 1972, 471 p.
140. Anderson D. L. The Plastic Layer of the Earth's Mantle. — «Scientific American», 1962, vol. 207, p. 52—59.
141. Antoine J. W., Harding J. L. Structure beneath Continental Shelf, Northeastern Gulf of Mexico. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 1965, vol. 49, № 2, p. 157—171.
142. Baker P. E., Holdgate M. W. and oth. A Survey of the South Sandwich Islands. — «Nature», 1964, vol. 203, № 4946, p. 691—693.
143. Bath M. Seismology in the Upper Mantle Project. — «Tectonophysics», 1964, vol. 1, № 3, p. 261—272.
144. Bath M., Karnik V. Investigations of the Earth's crust. (Union géodesique et géophysique internationale). Paris, 1962, 50 p.
145. Van Bemmelen R. W. The Evolution of the Atlantic Mega-Undation (Causing the American continental drift). — «Tectonophysics», 1965, vol. 1, № 5, p. 385—430.
146. Van Bemmelen R. W. The Evolution of the Indian Ocean Mega-Undation (Causing the Indico-Fugal Spreading of Gondwana Fragments). — «Tectonophysics», 1965, vol. 2, № 1, p. 29—57.
147. Van Bemmelen R. W. On Mega-Undations: A New Model for the Earth's Evolution. — «Tectonophysics», 1966, vol. 3, № 2, p. 83—127.
148. Bentley C. R. Crustal Studies in Polar Regions. — «Trans. Amer. Geoph.», 1963, Un. vol. 44, № 2, p. 342—344.
149. Birch R. and oth. Measurement of Heat Flow in the United States. United State Program Final Report. Upper Mantle Project. 1971, p. 93—105.
150. Black M., Hill M. N., Laughton A. S., Matthews D. H. Three non-magnetic seamounts off the Iberian coast. — «Quart. Journ. Geol. Soc. London», 1964, vol. 120, № 480, p. 477—518.
151. Bodvarsson G., Walker G. P. Crustal Drift in Iceland. — «Geoph. Journ. Roy. Astron. Soc.», 1964, vol. 8, № 3, p. 285—300.
152. Boldizar T. Terrestrial Heat Flow in the Carpathians. — «Journ. Geoph. Res.», 1964, vol. 69, № 24, p. 5269—5275.

153. Bott H. P. Gravity measurements in the north-eastern part of the Irish sea. — «Quart. Journ. Geol. Soc. London», 1964, vol. 120, № 479, pt. 3, p. 369—396.
154. Bottinga Y., Allerge C. J. Thermal Aspects of Sea-Floor Spreading and the Nature of the Oceanic Crust. — «Tectonophysics», 1973, vol. 18, № 1/2, p. 1—17.
155. Brancazio P. J. Convection in the Earth's Mantle. The Origin and Evolution of Atmospheres and Oceans. N. Y., 1964, 314 p.
156. Brown R. D. Thrust-fault relations in the northern Coast Ranges, California. — «Geol. Surv. Prof. Paper», 475-D, Washington, 1964, p. 7—13.
157. Buchbinder G. G. R. Crustal Structure in Arctic Canada from Rayleigh Waves. — «Trans. Roy. Soc. Canada», 1963, vol. 1, ser. 4, p. 333—355.
158. Bullard E. C. The deeper structure of the ocean floor. — «Proc. Roy. Soc. Ser. A.», 1962, vol. 265, № 1322, p. 336—395.
159. Bullard E. C., Griggs D. T. The nature of the Mohorovicic discontinuity. — «Geoph. Journ. Roy. Astron. Soc.», 1961, vol. 6, № 1, p. 118—123.
160. Bullard E. C., Everett J. E., Smith A. G. The fit of the continents around the Atlantic. — «Philos. Trans. Roy. Soc. London», 1965, A 258, № 1088, p. 41—75.
161. Bullen K. E. Earth's Central Density. — «Nature», 1962, vol. 196, № 4858, 973 p.
162. Bunce E. T., Crampin S., Hersey J. B., Hill M. N. Seismic Refraction Observations on the Continental Boundary West of Britain. — «Journ. Geoph. Res.», 1964, vol. 69, N 18, p. 3853—3864.
163. Burk C. A. Global Tectonics and World Recourses. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1972, vol. 56, № 2.
164. Carey S. W. The Strength of the Earth's Crust. — «Trans. New-York Acad. Sci.», 1960, vol. 22, № 5, ser. 2, p. 303—312.
165. Carozzo M. T., Morelli C. Depth determination through linear combination of gravity anomalies. — «Büll. di Geof. teor. ed appl.», 1964, vol. 6, № 24, p. 296—314.
166. Cast P. W. Terrestrial Ratio of Potassium to Rubidium and the Composition of the Earth's Mantle. — «Science», 1965, vol. 147, № 3660, p. 858—860.
167. Choudhury M. M. Profondeur de la discontinuite de Mohorovicic dans la region de l'Hindou-Kouch. — «Comptes Rendus des seances de l'Academie des sciences.», 1956, t. 242, № 23, p. 2755—2757.
168. Cisternas A. Crustal Structure of the Andes from Rayleigh Wave Dispersion. — «Bull. Seism. Soc. Amer.», 1961, vol. 51, № 3, p. 49—56.
169. Clark S. P., Ringwood A. E. Density Distribution and Constitution of the Mantle. — «Rev. Geoph.», 1964, vol. 2, № 1, p. 35—88.
170. Closs H., Labruste I. Recherches seismologique dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960. «Contre nationale de la recherche Sci.», 1963, 241 p.
171. Collete B. J., Lagaay R. A., Ritsema A. R. Depth of the Mohorovicic discontinuity under the North Sea Basin. — «Nature», 1965, vol. 205, № 4972, p. 688—689.
172. Cook K. L. The Problem of the Mantle — Crust Mix: Lateral Inhomogeneity in the Uppermost Part of the Earth's Mantle. — «Advances in Geophysics», vol. 9, N. Y., London, 1962, p. 296—360.
173. Cox A., Doell R. A., Dalrymple G. B. Reversals of the Earth's Magnetic Field. — «Science», 1964, vol. 144, № 3626, p. 1537—1543.
174. Creer K. M. Geomagnetic and Paleomagnetic Evidence of Fossil Axes of Rotation of the Earth. — «Nature», 1963, vol. 197, № 4863, p. 122—126.
175. Cullington A. L., Hanley A. Magnetic Surveys of the Coasts of New Zealand. — «N. Z. Journ. Geol. and Geoph.», 1964, vol. 7, № 4, p. 766—795.
176. Cummins W. A. Oceanic expansion and continental contraction. — «Tectonophysics», 1971, vol. 12, № 4.
177. Deacon G. E. R. International Indian Ocean Expedition. — «Nature», 1964, vol. 201, № 4919, p. 561—562.
178. Dementitskaya R. M. Physical Map of the Upper Mantle. The Upper Mantle Symposium New Dehli 1964. Copenhagen, 1965.
179. Dementitskaya R. M., Gaponenko G. I., Kiselev Yu. G., Ivanov S. S. Features of Sedimentary Layers Beneath Arctic Ocean. — «Arctic Geology USA», 1973, Mem. 19, p. 332—335.

180. Demenitskaya R. M., Karasik A. M., Trubjatchinsky N. N. Linear Magnetic Anomalies in Southern Drake Passage. In Adie R. J. ed Antarctic Geology and Geophysics. Oslo, Universitetsforlaget, 1971, p. 45—69.
181. Demenitskaya R. M., Rosenberg V. I. Crustal Structure of Antipodal Regions of the Earth: Antarctic and Arctic. In Adie R. J. ed. Antarctic Geology and Geophysics. Oslo, Universitetsforlaget, 1971, p. 88—95.
182. Demenitskaya R. M., Hunkins K. L. Shape and Structure of the Arctic Ocean. In: The Sea, vol. 4, Interscience, 1971, p. 27—35.
183. Demetrescu G., Enescu D. Grosimile straturilor scoartei terestre deduse din studii cutremurului din 19 augusti, 1959. — «Comun. Acad. RPR», 1960, vol. 10, № 10, p. 807—811.
184. Desio A., Marussi A. On the geotectonics of the granites in the Karakorum and Hindu Kush Ranges (Central Asia). Ser. G. Publ № 133, Milano, 1960, 16 p.
185. Dietz R. S. Origin of Continental Slopes. — «Amer. Scientist», 1964, vol. 52, № 1, p. 50—69.
186. Dewey J. F. Plate Tectonics. — «Sci. American», 1972, № 5, p. 84—89.
187. Drake C. L., Girdler R. W. A geophysical study of the Red Sea. — «Geoph. Journ. Roy. Astron. Soc.», 1964, vol. 8, № 5, p. 473—495.
188. Drake Ch. L. East African Rift System (Symposium): «Geotimes», 1965, vol. 10, № 4, p. 13—14.
189. Durbin W. P. Comparison of crustal parameters with geoid undulations. Earthquake «Rings» Earth. — «Science News Letter», 1964, vol. 85, 227 p.
190. Eaton J. P. Crustal Structure and Volcanism in Hawaii. — «Geoph. Monogr.», 1962, № 6, p. 13—29.
191. Egyed L. Satellite Geoid and the Structure of the Earth. — «Nature», 1964, vol. 203, № 4940, p. 67—69.
192. Eiby G. A. The New Zealand Subcrustal Rift. — «N. Z. Journ. Geol. and Geoph.», 1964, vol. 7, N 1, p. 109—133.
193. Engel A. E. J., Engel C. G. Composition of Basalts from the Mid-Atlantic Ridge. — «Science», 1964, vol. 144, № 3624, p. 1330—1333.
194. Evison F. F. Thickness of the Earth's crust in Antarctica and the surrounding oceans: a reply. — «Geoph. Journ. Roy. Astron. Soc.», 1963, vol. 7, № 4, p. 469—476.
195. Evison F. F., Whittle P. The Antipodal Location of Continents and Oceans. — «Geol. Mag.», 1961, vol. 98, № 5, p. 377—379.
196. Ewing M., Earth's Crust below the Oceans and in Continents. — «Trans. Amer. Geoph. Un.», 1960, vol. 41, № 2, p. 172—173.
197. Ewing M., Ludwig W. J., Ewing J. Sediment distribution in the oceans: the Argentine basin. — «Journ. geoph. Res.», 1964, vol. 69, № 10, p. 2003—2032.
198. Ewing M., Ewing J., Talwani M. Sediment distribution in the oceans. The Mid-Atlantic Ridge. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1964, vol. 75, № 1, p. 17—36.
199. Ewing G. N., Dainty A. M., Blanchard J. E., Keen M. J. Seismic Studies on the Eastern seaboard of Canada: the Appalachian system. I. — «Can. Journ. Earth. Sci.», 1966, vol. 3, № 1, p. 89—109.
200. Fisher R. L., Raitt R. W. Topography and Structure of the Peru — Chile Trench. — «Deep-Sea Res.», vol. 9, November/December, 1962, p. 423—443.
201. Fisher W. A., Moxham R. M., Polcyn F., Landis G. H. Infrared Surveys of Hawaiian Volcanoes. — «Science», 1964, vol. 146, № 3645, p. 733—742.
202. Flemming N. C., Roberts D. G. Tectono-eustatic changes in sea-level and seafloor spreading. — «Nature», 1971, vol. 243, № 5401, p. 19—22.
203. Four Oceans, Not One Identified in the Arctic. — «Science News Letter», 1962, vol. 82, № 18, 285 p.
204. Galfi J., Stegena L. Deep reflections and crustal structure in Hungarian Basin. — «Ann. Univ. Scient. Budapest de Rolando Eötvös. Sec. Geol. T. 3», Budapest, 1960, p. 41—48.
205. Gaskell T. Did the Moon come out of the Pacific? — «New Scientist», 1963, vol. 20, № 363, p. 251—253.

206. Gidon P. Courants magmatiques et évolution des continents. L'hypothèse d'une érosion sous — crustale. Paris, 1963, 155 p.
207. Giese R. Morelli C. La struttura della crosta terrestre in Italia. Accademia Nazionale dei Lincei. Anno CCCLXX—1973. Roma 317—362 p.
208. Girdler R. W. How Genuine is the Circum-Pacific Belt? — «Geoph. Journ. Roy. Astron. Soc.», 1964, vol. 8, № 5, p. 537—540.
209. Girdler R. W. Stress-strain and the Earth's Crust. — «Nature», 1965, vol. 2, 205, № 4976, p. 1041—1042.
210. Goguel J. Le programme de travail en tectonique dans le Project du Manteu Supérieur. — «Tectonophysics», 1964, vol. 1, № 3, p. 257—260.
211. Goldberg E. D. The oceans as a geological system. — «Trans. New York Acad. Sci. ser 2», 1964, vol. 27, p. 7—19.
212. Graham K. W., Hellsley C. E., Hales A. L. Determination of the Relative Positions of Continents from Palaeomagnetic Data. — «Journ. Geoph. Res.», 1964, vol. 69, № 18, p. 3895—3900.
213. Grantz A., Zietz I., Andreasen G. An Aeromagnetic Reconnaissance of the Cook Inlet Area, Alaska. — «Geol. Surv. Prof.» Paper 316-G. Washington, 1963, p. 117—133.
214. Green A. G. Sea-floor spreading in the Mozambique Channel. — «Nature Physical Sci.», 1972, vol. 236, № 63.
215. Green R. W. E., Hales A. L. Seismic refraction measurements in the southwestern Indian Ocean. — «Journ. Geoph. Res.», 1966, vol. 71, № 6, p. 1637—1648.
216. Gutenberg B. Low-Velocity Layers in the Earth, Ocean and Atmosphere. — «Science», 1960, vol. 131, № 3405, p. 959—964.
217. Hamilton E. L. Consolidation Characteristics and Related Properties of Sediments from Experimental Mohole (Guadalupe Site). — «Journ. Geoph. Res.», 1964, vol. 69, № 20, p. 4257—4270.
218. Hamilton W., Pakiser L. C. Geologic and Crustal Cross Section of the United States along the 37th Parallel. — «Misc. Geol. Invest.» Map 1—448, Washington, 1965.
219. Hammer S. Rock Densities and Vertical Gradient of Gravity in the Earth's crust. — «Journ. Geoph. Res.», 1963, vol. 68, № 2, p. 603—604.
220. Havemann H. Die Pazifische Drehung und die zirkumpazifischen Bewegungen. — «Geologie», Berlin, Heft 5, Jahr 13, 1964, p. 505—523.
221. Hawkins L. V., Hennon J. F. and oth. Geophysical Investigations in the Area of Perth Basin, Western Australia. — «Geophysics», 1965, vol. 30, № 6, p. 1026—1052.
222. Heezen B. C., Cray G., Sorge A. C., Zarudski E. F. Evidence of foundered continental crust beneath the central Tyrrhenian Sea. — «Nature», 1971, vol. 229, № 5283, p. 327—329.
223. Heezen B. C., Hollister Ch. D. The Face of the Deep. New York, London, Toronto, 1971, 659 p.
224. Heirtzler J. R., Le Pichon X. Crustal Structure of the Mid-Oceanic Ridges. Magnetic Anomalies over the Mid-Atlantic Ridge. — «Journ. Geoph. Res.», 1965, vol. 70, № 16, p. 4013—4034.
225. Herron E. M. Crustal Plates and Sea Floor Spreading in the South-Eastern Pacific. Antarctic Oceanography I. — «Antarctic Res. Series», 1971, vol. 15.
226. Hess H. H. Seismic Anisotropy of the Uppermost Mantle under Oceans. — «Nature», 1964, vol. 203, № 4945, p. 629—631.
227. Hodgson J. H. Earthquakes and Earth structure. Prentice. — Hall, New Jersey, 1964, 166 p.
228. Hood P. J., Godby E. A. Magnetic Anomalies over the Mid-Labrador Sea Ridge. — «Nature», 1964, vol. 202, № 4937, 1099 p.
229. Hotta H., Murauchi S., Usami T. and oth. Crustal Structure in Central Japan along Longitudinal Line 139° E as Derived from Explosion — Seismic Observations. Pt. 2. — «Bull. Earthq. Res. Inst.», Univ. Tokyo, vol. 42, pt. 3, 1964, p. 533—542.
230. Hoyle F., Narlikar J. V. On the nature of mass. — «Nature», vol. 233, № 5314, 41—44.

231. Hsü K. J. Origin of Alps and Western Mediterranean. — «Nature», 1971, vol. 233, № 5314, p. 44—48.
232. Irving E. M. Palaeomagnetism and its application to geological and geophysical problems. New York — London — Sydney, 1964, p. 36—57.
233. Isaacks B. Distribution of Stresses in the Descending Lithosphere from a Global Survey of Focal-Mechanism Solutions of Mantle Earthquakes. — «Reviews of Geophysics and Space Physics», 1971, vol. 9, № 1, p. 256—264.
234. Jacobs J. A. Continental Drift. — «Nature», 1960, vol. 185, № 4708, p. 231—232.
235. Jeffreys H. Head waves and the nature of the Mohorovicic discontinuity. — «Geoph. Journ. Roy. Astron. Soc.», 1963, vol. 7, № 4, p. 412—414.
236. Kanamory H. Study of the Crust — Mantle Structure in Japan. pt. 3. — «Bull. Earthq. Res. Inst.», Univ. Tokyo, vol. 41, 1963, p. 801—818.
237. Karig D. E. Plate Convergence between the Philippines and the Ryukyu Islands. — «Marine Geology», 1973, vol. 14, № 3, p. 153—168.
238. Karnik V. Seismicity of Europe. Paris, 1963, 72 p.
239. Katz H. R. Plate Tectonics and Orogenic Belts in the South-East Pacific. — «Nature», 1972, vol. 237, № 5354, p. 331—332.
240. Kaula W. M. Determination of the Earth's gravitational field. — «Rev. Geoph.», 1963, vol. 3, № 3.
241. Keen M. J. Magnetic Anomalies over the Mid-Atlantic Ridge. — «Nature», 1963, vol. 197, № 4870, p. 888—890.
242. Kerr I. W. Nares Submarine Rift Valley and the Relative Rotation of North Greenland. — «Bull. of Canadian Petrol. Geology», 1967, vol. 15, № 4, December, p. 56—64.
243. Keith M. L. Ocean-floor convergence: a contrary view of global tectonics: «The Journ. of Geology», 1972, vol. 80, № 3.
244. King L. C. The Morphology of the Earth. New-York, 1962, 699 p.
245. King E. R., Zietz I., Alldredge L. R. Magnetic data on the structure of the central Arctic region. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1966, vol. 77, № 6, p. 619—646.
246. Krause D. C. Guinea Fracture Zone in the Equatorial Atlantic. — «Science», 1964, vol. 146, № 3640, p. 57—59.
247. Langseth M. G., Grim P. J., Ewing M. Heat Flow Measurements in the East Pacific Ocean. — «Journ. Geoph. Res.», 1965, vol. 70, № 2, p. 367—380.
248. Loughton A. S., Hill M. N., Allan T. D. Geophysical investigations of a Seamount 150 miles North of Madeira. — «Deep-Sea Res.», 1960, vol. 7, № 2, p. 117—141.
249. Lee W. H. K., MacDonald G. J. F. The Global Variation of Terrestrial Heat Flow. — «Journ. Geoph. Res.», 1963, vol. 68, № 24, p. 6481—6492.
250. Leet L. D., Travel Times for New England. — «Bull. Seism. Soc. Amer.», 1938, vol. 28, № 1, p. 67—88.
251. Lehmann I. S. and the structure of the Upper Mantle. — «Geoph. Journ. Roy. Astron. Soc.», 1961, vol. 4, p. 124—138.
252. Le Pichon X., Houtz R. E., Drake Ch. L., Nafe J. E. Crustal Structure of the Mid-Ocean Ridges. — «Journ. Geoph. Res.», 1965, vol. 70, № 2, p. 319—340.
253. Le Pichon X., Franchetau J., Bonnin J. Plate Tectonics. Amsterdam, London, New-York, 1973, 300 p.
254. Loncarevic B. D., Mason C. S., Matthews D. H. Mid-Atlantic Ridge near 45° north. I. The Median Valley. — «Can. Journ. Earth Sci.», 1966, vol. 3, № 3, p. 327—349.
255. Lowell J., Genik G. Sea-Floor Spreading and Structural Evolution of Southern Red Sea. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 1972, vol. 56, № 2.
256. Ludwig W. J., Ewing J. I., Ewing M. Seismic-Refraction Measurements in the Magellan Straits. — «Journ. Geoph. Res.», 1965, vol. 70, № 8, p. 1855—1876.
257. McCConnell R. K., Mc Taggart-Cowan G. H. Crustal Seismic Refraction Profiles. A companion. — «Sci. Report», № 8, 1963, Univ. Toronto, Inst. Earth Sciences.
258. MacDonald G. J. F. The Deep Structure of Continents. — «Science», vol. 143, № 3609, 1964, p. 921—929.

259. Mc Elhinny M. W. Mantle Plumes, Paleomagnetism and Polar Wandering. — «Nature», 1973, vol. 241, № 5391, p. 523—524.
260. Mc Kenzie D., Sclater I. G. The Evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous. — «Geoph. Journ Roy. Astron. Soc.», London, vol. 25, 1971, 434—528.
261. Marussi A. Geophysics of the Karakorum. Scient. Rep. II, — «Geophysics», vol. 1, Brill — Leiden, 1964, 242 p.
262. Mason R. G., Raff A. D. Magnetic survey off the coast of North America, 32° N Latitude to 42° N Latitude. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1961, vol. 72, № 8, p. 1267—1270.
263. Matthews D. H. A. Major Fault Scarp under the Arabian Sea displacing the Carlsberg Ridge near Socotra. — «Nature», 1963, vol. 198, № 4884, p. 950—952.
264. Menard H. W. Distribution of oceanic rises. — «Trans. Amer. Geoph. Un.», vol. 44, N 1, 1964, (abstr).
265. Miyamura Setumi. Development process of the Earth's crust in the light of seismic structure of the crust and upper mantle (abstr) — «Journ. of Geography», vol. 73, № 5, Tokyo, Geogr. Society, 1964, p. 16—22.
266. Mohole: The Project That Went Awry. — «Science», 1964, vol. 143, № 3602, p. 88—99.
267. Mohorovicic A. Das Beben vom 8. V. 1909. — «Jahrbuch des Meteorologischen Observatoriums». Zagreb. Teil 4, P. I.
268. Moberly R. Origin of Lithosphere behind Island Arcs. with Reference to the Western Pacific. Studies in Earth and Space Sciences. — «The Geol. Soc. of Amer. Inc. Colorado», 1973, mem. 132, 35—56.
269. Morgan W. J. Deep Mantle Convection Plumes and Plate Motions. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1972, vol. 56, № 2.
270. Morgan W. J. Plate Motions and Deep Mantle Convection. Studies in Earth and Space Sciences. — «The Geol. Soc. of Amer. Inc., Colorado», 1973, mem. 132, p. 7—22.
271. Nozomu Den, Hotta H. Seismic Refraction and Reflection Evidence Supporting Plate Tectonics in Hokkaido. — «Papers in Meteorology and Geophysics», 1973, vol. 24, № 1, p. 31—54.
272. Nuttli O. Seismological evidence pertaining to the structure of the Earth's upper mantle. — «Rev. Geophysics», 1963, vol. 1, № 3, p. 351—400.
273. Ocean Sciences. United States Naval Inst., Annapolis, Maryland, 1965, 304 p.
274. Oliver J., Kovach R., Dorman J. Crustal Structure of the New-York — Pennsylvania Area. — «Journ. Geoph. Res.», 1961, vol. 66, № 1, p. 215—225.
275. Oliver J., Isacks B., Barazangi M., Mitronovas W. Dynamics of the down-going lithosphere. — «Tectonophysics», 1973, vol. 19, № 2, p. 133—148.
276. Oxburgh E. R. Upper mantle inhomogeneity — and the low velocity zone. — «Geoph. Journ. Roy. Astron. Soc.», 1964, vol. 8, № 4, p. 456—462.
277. Ossing H. A. Dispersion of Rayleigh Waves Originating in the Mid-Atlantic Ridge. — «Bull. Seism. Soc. Amer.», 1964, vol. 54, № 4, p. 1137—1196.
278. Ostenso N. A. The Ends of the Earth. — «Science Teacher», 1963, vol. 30, № 5.
279. Ostenso N. A., King E. R., Zietz L., Alldredge L. R. Geological Interpretation of Aeromagnetic Profiles. — «Science», 1965, vol. 147, № 3661, p. 1052—1056.
280. Pakiser L. C., Zietz I. Transcontinental Crustal and Upper Mantle Structure. — «Rev. of Geophysics», 1965, vol. 3, № 4, p. 505—520.
281. Pakiser L. C. Structure of the crust and upper mantle in the Western United States. — «Trans. Amer. Geoph. Un.», 1963, vol. 44, № 1.
282. Pakiser L. C., Steinhart J. S. Explosion Seismology in the Western Hemisphere. Chapter 5. — «Res. in Geoph.», 1964, vol. 2, p. 123—148.
283. Penttila Esko. Report on the 1960 and 1961 explosion seismic investigation of the Earth's crust in Finland. — «Geophysica», 1963, vol. 7, № 4, p. 209—220.
284. Pessango E. A. Pulsations, Interpulsations and Sea-Floor Spreading. Studies in Earth and Space Sciences. — «The Geol. Soc. of Amer. Inc. Colorado», 1973, mem. 132, p. 67—74.
285. Phillips J. D., Forsyth D. Plate Tectonics, Paleomagnetism and the Opening of the Atlantic. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1972, vol. 83, № 6, p. 1579—1600.

286. Pitman III W. C., Talwani M. Sea-Floor Spreading in the North Atlantic. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1972, vol. 83, № 3.
287. Press F. Seismic wave attenuation in the crust. — «Journ. Geoph. Res.», 1964, vol. 69, № 20, p. 4417—4418.
288. Qureshy M. N. A Regional Gravity Profile from Salem to the East Coast of India. — «Bull. Geol. Soc. India.», 1964, vol. 1, № 1, p. 6—10.
289. Raff A. D. The Magnetism of the Ocean Floor. — «Scientific American», 1961, vol. 205, № 4, p. 146—156.
290. Raff A. D. Further Magnetic Measurements along the Murray Fault. — «Journ. Geoph. Res.», 1962, vol. 67, № 1, p. 417—418.
291. Raitt R. W. Geophysics of the South Pacific. Ch. 8. — «Research in Geophysics», 1964, vol. 2, p. 223—242.
292. Rao M. S. Some aspects of continental shelf sediments off the east coast of India. — «Marine Geology», 1964, vol. 1, № 1, p. 59—87.
293. Rea D. K., Dymond J., Heath G. R. and oth. New Estimates of Rapid Sea-Floor Spreading Rates and the Identification of Young Magnetic Anomalies on the East Pacific Rise, 6° and 11° S. — «Earth and Planetary Sci. Letters», 1973, vol. 19, № 2, p. 225—229.
294. Reilly W. I. Gravity and crustal thickness in New Zealand. — «N. Z. Journ. Geol. and Geoph.», 1962, vol. 5, № 2, p. 228—233.
295. Ringwood A. E. A Model for the Upper Mantle, 2. — «Journ. Geoph. Res.», 1962, vol. 67, № 11, p. 4473—4477.
296. Riznichenko V. V. Earthquakes as a display of the Earth's Crust and Mantle Flow. Papers presented at the Ninth Assembly of the European Sismological Commission. Held 1—7 August 1966 in Copenhagen, Kobehavn, 1967, 56—59.
297. Roller J. C. Crustal Structure in the Vicinity of the Las Vegas, Nevada, from Seismic and Gravity Observations. — «Geol. Surv. Prof.», Paper 475—D, Washington, 1964, p. 108—111.
298. Runcorn S. K. Satellite Gravity Measurements and Laminar Viscous Flow Model of the Earth's Mantle. — «Journ. Geoph. Res.», 1964, vol. 69, № 20, p. 4389—4395.
299. Sander G. W., Overton A. Deep seismic refraction investigation in the Canadian Arctic Archipelago. — «Geophysics», 1965, vol. 30, № 1, p. 87—96.
300. Santo T. A. Division of the Pacific Area into seven Regions in each of which Rayleigh waves have the same group velocities. — «Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo», 1963, vol. 41, pt. 4, p. 719—741.
301. Science in the Arctic Ocean Basin. A Report by the Comm. on Polar Res. National Research Council. Publ. 1086, Washington, 1963, 53 p.
302. Second Progress Report on the Upper Mantle Project of Japan (1965—1966). The National Comm. for UMP Sci. Council of Japan. March, 1966.
303. Shepard F. P. Submarine Geology (second edition). New York, Evanston, London 1963, 557 p.
304. Shor G. G., Pollard D. D. Seismic Investigations of Seychelles and Saya de Malha Banks, Northwest Indian Ocean. — «Science», 1963, vol. 142, № 3588, p. 48—49.
305. Socolescu M., Popovici D., Visarion M., Rosca V. Structure of the Earth's crust in Rumania as based on the gravimetric data. — «Revue Roumaine de Geologie, Geoph. et Geogr. ser. de Geoph.», 1964, t. 8, p. 3—11.
306. Steinhart J. S. Basic Features of Earth Crust, Structure Based on Geophysical Data by R. M. Dementitskaya. — «Geophysics», 1963, vol. 28, № 3, p. 56—67.
307. Stuart D. J., Roller J. C., Jackson W. H., Mangan G. B. Seismic Propagation Paths, Regional Travel times, and Crustal Structure in the Western United States. — «Geophysics», 1964, vol. 29, № 2, p. 178—187.
308. Submarine Geology and Geophysics. Colsten Papers, № 17, London, 1963, 514 p.
309. Symposium on the Earth's Interior. Nuclear Geophysics. Proc. of a Conf. Woods Hole, Massachusetts. June 7—9, 1968, Publ. 1075, Washington, 1963, 247 p.
310. Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Crustal Structure of the Mid-Ocean Ridges. — «Journ. Geoph. Res.», 1965, vol. 70, № 2, p. 341—352.

311. T a t s c h J. H. The Earth's Tectonosphere: Its Past Development and Present Behavior. Sudbury, Massachusetts, 1972, 889 p.
312. The crust of the Pacific Basin. — «Geoph. Monogr.», 1962, № 6, 195 p.
- 312a. The Sea. Ideas and Observation on Progress in the Study of the Seas., vol. 4, pt. I, 791 p. and pt. II, 663 p., 1970. New-York, London, Sydney, Toronto.
313. The Upper Mantle Symposium New Dehli, 1964, Copenhagen, 1965, 188 p.
314. Thiel E., Ostenson N. A. The contact of the Ross Ice Shelf with the Continental Ice Sheet, Antarctica. — «Journ. Glaciology», 1961, vol. 3, № 29, p. 823—832.
315. Thomson A. A., Evison F. F. Thickness of the Earth's Crust in New Zealand. — «N. Z. Journ. Geol. and Geoph.», 1962, vol. 5, № 1, p. 29—45.
316. Thompson G. A., Talwani M. Crustal Structure from Pacific Basin to Central Nevada. — «Journ. Geoph. Res.», 1964, vol. 69, № 22, p. 4813—1838.
317. Thompson G. A., Talwani M. Geology of the Crust and Mantle, Western United States. — «Science», 1964, vol. 146, № 3651, p. 1539—1549.
318. Tilson S. The Earth's crust. — «Intern. Science and Technology», 1962, № 10, p. 22—33.
319. Trygvasson E. Crustal Structure of the Iceland Region from Dispersion of Surface Waves. — «Bull. Seism. Soc. Amer.», 1962, vol. 52, № 2, p. 359—388.
320. Turcotte D. L., Oxburgh E. R. Mid-Plate Tectonics. — «Nature», 1973, vol. 244, № 5415, p. 337—339.
321. Uotila U. A. Investigations on the Gravity Field and Shape of the Earth. «Ann Acad. Sci. Fenn., ser. A., III. Geol. Geogr.», № 55, Helsinki, 1960, 92 p.
322. Uotila U. A. Harmonic analysis of world-wide gravity material. — «Ann. Acad. Sci. Fenn. ser. A., III, Geologica», № 67, Helsinki, 1962, p. 3—18.
323. Uyeda S., Sato T., Yasui M. and oth. Report on Geomagnetic Survey in the Northwestern Pacific JEDS-VI, JEDS-VII, JEDS-VIII Cruises. — «Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo», 1964, vol. 42, pt. 3, p. 555—570.
324. Vacquier V. Geomagnetism in Marine Geology. Elsevier, New York, 1972, 186 p.
325. Vacquier V., Von Herzen R. P. Evidence for Connection between Heat Flow and the Mid-Atlantic Ridge Magnetic Anomaly. — «Journ. Geoph. Res.», 1964, vol. 69, № 6, p. 1093—1102.
326. Vanek J., Stelzner J. Oscillatory Character of the Amplitude Curves for Seismic Body Waves. — «Nature», vol. 187, № 4736, p. 491—492.
327. Van Houten F. B. Mid-Cenozoic Activity on Lithosphere Plates. Studies in Earth and Space Sciences. — «The Geol. Soc. of Amer. Inc. Colorado», 1973, mem. 132, p. 101—108.
328. Van Voorhis G. D., Davis T. M. Magnetic Anomalies North of Puerto Rico: Trench Removal with Orthogonal Polynomials. — «Journ. Geoph. Res.», 1964, vol. 69, № 24, p. 5363—5372.
329. Vening-Meinesz F. A. The Earth's Crust and Mantle. Amsterdam — Elsevier — London — New-York, 1964, 124 p.
330. Verma R. K., Rao R. U. M. Terrestrial Heat Flow in Kolar Gold Field. India. — «Journ. Geoph. Res.», 1965, vol. 70, № 6, p. 1353—1356.
331. Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic Anomalies over Oceanic Ridges. — «Nature», 1963, vol. 199, № 4897, p. 947—949.
332. Watkins J. S., Geddes W. H. Magnetic Anomaly and Possible Orogenic Significance of Geologic Structure of the Atlantic Shelf. — «Journ. Geoph. Res.», 1965, vol. 70, № 6, p. 1357—1361.
333. Weihaupt J. G. Seismic and Gravity Studies at the South Pole. — «Geophysics», 1963, vol. 28, № 4, p. 582—592.
334. Wesson P. S. Objections to Continental Drift and Plate Tectonics. — «Journ. of Geology», 1972, vol. 80, № 2.
335. Whitten C. A. Horizontal Movement in the Earth's Crust. — «Journ. Geoph. Res.», 1960, vol. 65, № 9, p. 2839—2844.
336. Willden R. Seismic-Refraction Measurements of Crustal Structure between American Falls Reservoir Idaho, and Flamming Gorge Reservoir, Utah. — «Geol. Surv. Prof.», Paper 525-C, Washington, 1965, 44—50.

337. Willmore P. L. The Detection of Earth's Movements. Methods and Techniques in Geophysics, vol. 1, 1960, 230—276.
338. Wilson J. T. Continental Drift. — «Scientific American», 1963, vol. 208, № 4, p. 86—103.
339. Wilson J. T. Mantle plumes and plate motions. — «Tectonophysics», 1973, vol. 19, № 2, p. 149—164.
340. Wyllie P. I. The nature of the Mohorovicic discontinuity. — «Journ. Geoph. Res.», 1963, vol. 68, № 15, p. 4611—4620.
341. Wolfe D. The Continental Shelf. — «Science», 1965, vol. 148, № 3666, 25 p.
342. Woollard G. P. Crustal structure in Antarctica. Antarctic Res. Geoph. Monogr., № 7, Amer. Geoph. Un., 1963, 53—73.
343. Woollard G. P., Ostenso N. A., Thiel E., Bonini W. E. Gravity Anomalies, Crustal Structure and Geology in Alaska. — «Journ. Geoph. Res.», 1960, vol. 65, № 3, p. 1021—1038.
344. Woollard G. P., Strange W. E. Gravity Anomalies and Crust of the Earth in the Pacific Basin. — «Geoph. Monogr.», 1962, № 6, p. 60—80.
345. Woollard G. P., Rose J. C. International gravity measurements. Madison, Univ. of Wisconsin, 1963, 518 p.
346. Worzel J. L. Deep Structure of Coastal Margins and Mid-Oceanic Ridges, Submarine Geology and Geophysics. Colston Papers, № 17, London, 1965, 335—362.
347. Worzel J. L. Pendulum Gravity Measurements at Sea 1936—1959. New-York, London, Sydney, 1965, 422 p.
348. Wright J. B., Mc Curry P. Magma, mineralization and sea-floor spreading. — «Geologische Rundschau», 1973, Band 62, Heft 1, p. 116—125.

- Авсюк Ю. М. 140
 Альтер С. М. 41
 Андреев А. П. 41
 Андреев Б. А. 30
 Антоненко А. Н. 30
 Артемьев М. Е. 35
 Артюшков Е. В. 31, 177, 207, 210
 Афанасьев А. Д. 13
 Балавадзе Б. К. 30, 31, 38, 177
 Безруков П. Л. 123, 138
 Белоусов В. В. 6, 31, 45, 131, 144, 161, 177, 180, 198, 233
 Беляевский Н. А. 31
 Борисов А. А. 31
 Бродовой В. В. 41
 Буланже Ю. Д. 31
 Булин Н. К. 41
 Вегенер А. 179, 208
 Вейцман П. С. 30, 42, 102, 123
 Виноградов А. П. 31, 140, 156, 157, 159, 160, 181
 Волк В. Э. 31, 34, 36, 94
 Вольвовский Б. С. 42
 Вольвовский И. С. 42
 Гамбурцев Г. А. 30, 41, 42, 178
 Гальперин Е. И. 30, 38, 102, 123
 Гапоненко Г. И. 31, 94
 Гайнанов А. Г. 94, 102, 103, 140
 Годин Ю. Н. 30, 38, 102, 123
 Голицын Б. Б. 178
 Городницкий А. М. 31, 92, 94, 119, 120, 121
 Городницкая В. А. 31, 32
 Гусев Б. В. 45, 50, 51, 183
 Давыдова Н. И. 38
 Деменицкая Р. М. 15, 16, 32, 43, 49, 57, 79, 80, 82, 92, 109, 119, 126, 131, 139, 143, 144, 161, 177, 187, 228
 Дзоцендзе Г. С. 140, 177
 Димаков А. И. 40
 Дмитриев Л. Д. 160, 218
 Дружинин В. С. 43
 Заварицкий А. Н. 178, 179
 Зверев С. М. 30, 102, 123
 Зоненшайн Л. П. 220
 Зорин Ю. И. 31
 Иванов А. П. 41
 Иванов С. Н. 43, 220
 Иванов М. М. 131
 Иванов С. С. 30, 31, 34, 36, 92, 94, 109, 119
 Иванов С. И. 30
 Ильин С. В. 131
 Исаев Е. А. 94
 Казанли Д. Н. 30
 Калинин М. К. 206
 Киселев Ю. Г. 30, 31, 82, 139, 144
 Кленова М. В. 131
 Корякин Е. Д. 131
 Коридалин Е. А. 30
 Краснопевцева Г. В. 38
 Красный М. Л. 103
 Крылов С. В. 45, 46
 Кухмазов У. А. 30
 Лазарева А. П. 145
 Левицкая Л. Я. 30
 Ленина И. С. 33
 Литвинов Э. М. 31, 94, 102, 121, 146
 Литвиненко И. В. 10, 30, 33, 92
 Ломидзе М. Г. 220
 Любимова Е. А. 10, 115, 177
 Люстих Е. Н. 226
 Лысяков Л. М. 41
 Магницкий В. А. 30, 31, 177, 207
 Мазарович А. Н. 143
 Малявкин А. М. 31
 Милановский Е. Е. 60
 Милашин А. П. 30
 Миндели П. Ш. 38
 Мишарина Л. А. 146
 Монин А. С. 31, 140
 Морсин П. И. 51
 Москалева С. В. 12, 43, 161, 177
 Муратов М. В. 31, 59, 137, 177
 Наливкин Д. В. 177, 220
 Незолонова Э. А. 43
 Некрасова К. А. 33
 Непрочнов Ю. П. 38, 102, 138, 140, 141
 Обручев В. А. 143, 144, 147, 209
 Павлов Ю. А. 103
 Пацов Д. Г. 143
 Петков И. 21
 Пейве А. В. 5, 12, 131, 140, 177, 178, 205, 220, 221
 Платоенкова Л. Н. 33
 Полшков М. К. 31
 Померанцева И. В. 30
 Попов В. И. 30

- Просен Д. 21
 Пузырев Н. Н. 31, 45, 46
 Рассохо А. И. 131, 143, 190
 Райко Н. В. 30
 Ризниченко Ю. В. 16
 Розенберг В. И. 80
 Розова Е. А. 30
 Рыкунов Л. Н. 149
 Рыбалко В. М. 43
 Саваренский Е. Ф. 13, 30
 Савинский К. А. 30, 31
 Садечки-Кардош Е. 218
 Сажина Н. Б. 31
 Сакс В. Н. 143
 Сенчура Л. И. 143
 Сидоренко А. В. 31
 Смирнов В. И. 89, 177
 Смирнов С. С. 219
 Соловьев О. М. 102, 103, 123
 Соллогуб В. Б. 10, 16, 23, 25, 27, 30, 31, 35, 36, 37, 160, 177
 Сорохтин О. Г. 177, 190, 207, 210, 218, 220
 Субботин С. А. 10, 30, 31, 35, 36, 160, 177
 Стейси Ф. 172
 Стишов В. М. 160
 Страхов Н. М. 131
 Сурков В. С. 30, 31, 51
 Таврин П. Р. 43
 Тамаров А. И. 40
 Тараканов О. Г. 174
 Твалтвадзе Г. К. 30
 Тресков А. А. 30
 Трубяччинский Н. Н. 31, 119, 120
 Тулина Ю. В. 41
 Туезов И. К. 30, 31, 103
 Удинцев Г. Б. 102, 123, 138, 140, 155, 190
 Ушаков С. А. 31, 80, 94, 173, 177, 189
 Федотов С. А. 31, 175
 Федьинский В. В. 30, 31, 41, 131, 177, 187, 188, 189, 207, 210
 Фотиади Э. Э. 30, 54, 102, 103, 171, 231
 Хаин В. Е. 10, 12, 31, 131, 147, 177, 180, 219, 220
 Халевиц Н. И. 10, 30, 31, 43, 44
 Храмов А. Н. 177, 183
 Хрычев В. А. 30, 41
 Цимельсон М. С. 103
 Чекунов А. В. 23, 25, 27, 30, 31, 35, 36, 39
 Чирвинская М. В. 35
 Шатский Н. С. 5, 143, 144, 147, 177, 205, 209
 Шейнманн Ю. М. 131, 177
 Шимараев В. Н. 34, 94
 Щелованов В. Г. 145
 Яншин А. Л. 131, 177
 Adams R. 127
 Airy J. 105, 178, 234, 235
 Aki K. 102, 105, 107
 Allerge C. 20
 Allen A. 136
 Antoine J. 98, 134
 Benioff H. 87, 178, 179
 Behnke C. 13, 16, 17, 56, 64, 65, 79
 Bennett H. 127
 Bentley C. 79, 131
 Berg J. 104, 105, 197
 Birch F. 161
 Blanchard J. 75, 95
 Boldizsar T. 27, 29
 Bonini W. 64
 Brisbin W. 71
 Brooks C. 152
 Brune D. 10, 11
 Buchbinder G. 77
 Bullen K. 82, 159
 Bunce R. 96
 Byerly E. 16, 61, 62
 Caloi P. 16, 17
 Carpenter E. 16
 Cleary J. 61
 Closs H. 13, 16, 17, 18, 20, 28, 56, 64, 65, 79
 Chaudchury H. 54
 Cook K. 59, 160, 161
 Cox A. 64
 Den N. 129
 Dewart G. 79
 Dewey J. 12, 105, 197, 204, 220
 Dietz R. 96, 143, 177, 210
 Dobrin M. 123
 Donan D. 104, 105
 Dorman J. 67
 Doyle H. 60, 61, 172
 Drake Ch. 133, 154, 177, 228
 Eiby G. 82
 Edwards R. 96
 Erickson B. 131, 133
 Evison F. 72, 82, 99
 Ewing J. 72, 96, 97, 99, 131, 132, 177
 Ewing M. 62, 72, 73, 96, 98, 123, 131, 134, 143, 155, 177, 189
 Finetti I. 16
 Fisher W. 63, 106, 123
 Forest R. 13
 Francis T. 141
 Francheteau J. 115, 154
 Furumoto A. 125, 126, 127
 Galfi J. 21
 Gaskell T. 123, 124, 125, 131
 Geddes W. 95
 Giesse P. 16, 17, 18, 19, 28
 Girdler R. 59, 138
 Gutenberg B. 9, 13, 16, 61, 62, 64, 137, 143, 159, 171, 173, 175, 178, 179, 233
 Guterch A. 21
 Hall D. 71, 127
 Harrison C. 138
 Healy J. 66, 70, 73, 76
 Heezen B. 81, 92, 93, 113, 114, 116, 131, 143, 148, 177, 190, 199, 201
 Heirtzler J. 185, 189
 Heiskanen W. 178
 Hennion J. 99
 Hersey J. 95, 96, 131
 Herzen R. 116, 138, 139, 177
 Hess H. 176, 177, 181, 182
 Hill M. 131
 Hood P. 95

Howell B. 161
 Hunkins K. 99
 Jeffreys H. 210
 Jones B. 134
 Kaminuma K. 102, 105
 Katz H. 131
 Keen M. 73, 95
 Kennedy G. 160
 King L. 160
 Kishimoto U. 105
 Kovach R. 67, 79
 Kuno H. 105, 167
 Labrouste I. 13, 16, 17
 Lachenbruch A. 115, 156
 Langseth M. 113, 138, 155, 156, 177
 Landisman M. 16, 28
 Larson R. 185, 186
 Laughton A. 138, 177
 Lee W. 61, 117, 189, 190
 Le Pichon X. 154, 212, 226, 228
 Leyden R. 136
 Lovering J. 160
 Macdonald K. 60, 113, 155
 Marcelli 13, 17
 Matsuzawa I. 102
 Matsumoto T. 102
 Matthews D. 138, 177, 182
 Mason C. 119, 120, 123, 150, 177
 Maxwell E. 185
 Meisner A. 10, 16, 28
 Meyer R. 13, 21, 70
 Menard H. 115, 122, 123, 125, 127, 128, 177, 219
 Morgan J. 177, 199, 200, 210
 Morelli C. 17, 18, 19, 177
 Mudie J. 84
 Murauchi S. 129
 Nafe J. 99, 133, 154, 228
 Nishimura E. 105
 Officer C. 82, 96, 123, 131, 132
 Oliver J. 67, 143, 218
 Ostenso N. 79, 143
 Pakiser L. 64, 67
 Pentilla E. 13, 21
 Perrier G. 16
 Perkins W. 123
 Pitman W. 185, 186
 Porkka M. 13, 21
 Pratt R. 105, 235
 Press F. 56, 62, 64, 79, 123, 131, 143, 174
 Raff A. 119, 123, 150
 Raitt R. 62, 99, 101, 106, 123, 125, 127, 138, 141
 Reich H. 13, 16
 Rhea K. 138
 Ringwood A. 160, 177
 Roller J. 66
 Runcorn S. 185
 Santo T. 102, 105, 123, 130
 Sclater J. 116, 142
 Shor 62, 63, 84, 85, 106, 107, 123, 125, 127, 141, 156
 Smith D. 64, 68, 70
 Stegena L. 21, 23
 Steinhart J. 13, 21, 64, 68, 70
 Stoneley R. 13
 Strange W. 228, 231, 232
 Sykes L. 175, 195, 196
 Swallow J. 123, 131
 Tarling D.
 Tatel S. 62, 63
 Talwani M. 64, 99, 116, 131, 138, 151, 152, 153, 154, 177, 226, 227
 Taylor P. 113, 179
 Thayer R. 99
 Tsuboi T. 62, 105, 228
 Tuve M. 62, 63
 Uyeda S. 120, 123, 155, 177, 189, 190
 Vacquier S. 115, 120, 177
 Vatanaba 191
 Vening-Meinesz F. 138, 178, 179
 Vine F. 177, 182
 Vogt P. 12
 Warren D. 72, 73, 76
 Wegener A. 179, 180
 Weeks L. 138
 Willmore P. 13, 56
 Wilson J. 123, 190, 194, 210
 Woollard G. 30, 54, 56, 64, 120, 123, 127, 131, 226, 228, 231, 232
 Worzel J. 9, 64, 84, 93, 108, 131, 153, 177, 226, 228
 Wuenshel P. 131

СОДЕРЖАНИЕ

- 5 ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ
- 9 СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ
- 86 СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗОН ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТОВ К ОКЕАНУ
- 111 СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКЕАНОВ
- 159 СТРОЕНИЕ МАНТИИ
- 176 СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИКА ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА
- 204 ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ПРОБЛЕМЫ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ
- 225 ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ
- 227 ПРИЛОЖЕНИЕ. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТОЛЩИНЫ КОРЫ МЕТОДОМ ОСРЕДНЕННЫХ ГРАФИКОВ
- 238 СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ
- 252 ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Раиса Михайловна
ДЕМЕНИЦКАЯ

**КОРА И
МАНТИЯ
ЗЕМЛИ**

Изд. 2, перераб. и доп.

Редактор издательства **В. И. Макеев**

Оформление художника **Э. Эрман**

Художественный редактор
В. В. Евдокимов

Технический редактор **Е. С. Сычева**

Корректор **Е. В. Мухина**

Сдано в набор 11/XI 1974 г.

Подписано в печать 24/II 1975 г.

Т-00527. Формат 70 × 100¹/₁₆.

Печ. л. 16,0. Усл. печ. л. 20,8.

Уч.-изд. л. 22,55. Бумага № 1.

Заказ 1383/4732—1. Тираж 5000 экз.

Цена 2 р. 42 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12,

Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 6

Союзполиграфпрома при Государственном
комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии
и книжной торговли

196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

1333

