

И. А. РЕЗАНОВ,  
А. Ш. ФАЙТЕЛЬСОН, Г. В. КРАСНОПЕВЦЕВА

# ПРИРОДА ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА



И. А. РЕЗАНОВ,  
А. Ш. ФАЙТЕЛЬСОН, Г. В. КРАСНОПЕВЦЕВА

# ПРИРОДА ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА

4462



МОСКВА „НЕДРА” 1984



Резанов И. А., Файтельсон А. Ш., Краснопецьева Г. В. Природа границы Мохоровичича.— М.: Недра, 1984, с. 219, ил.

Изложены данные о строении и происхождении сейсмической границы Мохоровичича, разделяющей кору и мантию Земли, являющейся основным разделом в пределах литосферы. Подробно освещаются свойства этой границы, показаны различия в ее строении под разными типами структур. Выделены два типа развития земной коры в зависимости от характера смещения границы Мохоровичича в процессе тектогенеза. Рассматривается вещественный состав пород выше и ниже этой границы. Обсуждаются физико-химические условия, приводящие к смещению границы Мохоровичича. Освещается геологическая природа этой границы под континентами и океанами, делается вывод о том, что ее смещение по разрезу литосферы служит основной причиной возникновения поднятий и впадин.

Для геологов различных специальностей, геофизиков.

Табл. 26, ил. 41, список лит.— 49 назв.

Рецензент — чл.-кор. АН СССР С. Л. Соловьев (Ин-т океанологии АН СССР).

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Открытая в 1910 г. А. Мохоровичичем сейсмическая граница, названная его именем, к настоящему времени обнаружена в Земле практически повсеместно. Стало общепринятым принимать эту границу за подошву земной коры. Сейсмическими исследованиями установлено, что, несмотря на довольно близкие значения скоростей, глубина залегания этой границы изменяется от 5—7 км под глубоководными океаническими котловинами до 75 км в области некоторых высокогорных массивов. Главным образом на основании различий в глубине залегания границы Мохоровичича были выделены так называемые континентальный и океанический типы земной коры.

Граница Мохоровичича еще недоступна непосредственному наблюдению. О ее строении, свойствах и поведении в ходе геологической истории мы судим лишь по косвенным признакам. Среди них на первом месте стоят данные сейсмических методов, позволяющие определить, кроме глубины залегания этой границы и ее рельефа, также скорость прохождения на ней продольных и поперечных волн, оценить некоторые динамические характеристики этих волн, по которым можно, правда пока лишь качественно, определять ее свойства.

Много интересных выводов можно сделать, сопоставив глубины залегания границы Мохоровичича под геологическими структурами, находящимися на разных стадиях развития. Сведения в отношении состава пород, залегающих ниже и выше этой границы, удастся получить, изучая ксенолиты глубинных пород, поднятых на земную поверхность в результате вулканических извержений, а также обнаруженных в трубках взрыва.

Другой важный путь изучения природы этой границы — выяснение процессов, приводящих к изостазии, как в пределах интенсивно поднимающихся, так и прогибающихся сейчас структур. Совместный анализ всех этих данных — единственный путь сократить число различных гипотез о геологической природе границы Мохоровичича.

Книга заканчивается изложением вероятных геологических моделей границы Мохоровичича. Однако основную цель нашей совместной работы мы видим главным образом в том, чтобы наметить пути дальнейшего изучения строения и природы этой границы. Такая задача одна из важнейших в науках о Земле, ибо процессы, происходящие на этой границе, являются определяющими при формировании структур земной коры.

## ИСТОРИЯ ПРОБЛЕМЫ

История взглядов о границе Мохоровичича, принимаемой за подошву земной коры, неотделима от истории изучения всей земной коры. Как известно, представление о земной коре возникло задолго до появления сейсмических данных. Оно основывалось прежде всего на общих космогонических представлениях и отчасти на данных геологии. Земной корой называли твердую застывшую часть планеты, покоящуюся на расплавленной магме. Позже существенные коррективы в представление о земной коре и о глубине залегания ее подошвы внесли гравиметрические данные. Сейсмические исследования земной коры стали развиваться лишь в двадцатые-тридцатые годы текущего столетия, т. е. намного позже возникновения геологического представления о земной коре и позже разработки геофизической концепции, основанной на принципе изостазии. Впоследствии сейсмическая модель земной коры как бы «поглотила» геологическую и гравиметрическую модели и стала определяющей в современных взглядах о земной коре.

### Ранние представления о земной коре

Идея о концентрическом (слоистом) строении нашей планеты впервые как законченная концепция сформулирована Р. Декартом в работе «Начала философии», опубликованной в 1644 г. Считая, что Земля, как и Солнце, раньше была раскаленным телом, а затем остыла, Декарт выделил в строении нашей планеты несколько концентрических зон; самая внутренняя из них — это еще не остывшее огненное ядро, а наружная — кора, состоящая из камней, глины и песка, частично покрытых водой. Декарт считал, что под влиянием внутреннего тепла материал из подкоровой оболочки вносится в земную кору и отлагается в ней в форме рудных жил.

Идея о Земле, раскаленной внутри и покрытой остывшей корой, была поддержана Г. Лейбницем в сочинении, написанном в 1693 г. По его представлению кора — это шлаки, выделившиеся из расплавленного шара. Он предполагал существование пустот под земной корой. Время от времени своды над пустотами обрушивались, образуя впадины, и туда устремлялись воды.

В дальнейшем взгляды о существовании земной коры как о внешней твердой оболочке, окружавшей горячую раскаленную Землю, развивались в работах многих исследователей: Т. Бернета (1689 г.), Д. Вудворда (1696 г.), А. Моро (1751 г.).

В работе Ж. Л. Л. Бюффона в 1781 г. четко проведена идея о развитии Земли от расплавленного состояния к твердому. Граниты рассматривались им как результат застывания первоначального расплава. После отвердения коры произошло образование на

Земле воды. В представлениях М. В. Ломоносова над расплавленной подземной хлябью нависают твердые своды. Толщина свода, считал он, пропорциональна его «пролету» висящему над подземным очагом горения. Названные им цифры 30—70 верст близки современным представлениям о толщине земной коры.

Окончательное утверждение идеи о расплавленном земном шаре, покрытом тонкой застывшей земной корой, произошло в XIX в. Такие взгляды основывались, с одной стороны, на наблюдениях за современной вулканической деятельностью (Л. Бух, А. Гумбольдт), с другой — на господствовавшей в то время космогонической гипотезе Канта — Лапласа.

В середине XIX в. в связи с успехами в развитии неорганической химии и полевыми наблюдениями геологи начинают обращать внимание не только на физические свойства, толщину и условия образования земной коры, но и на ее химический состав. Ч. Лайель считал, что в основании всех осадочных пород лежит первичная земная кора, образовавшаяся при охлаждении. Он писал: «...вся масса осадочных формаций, начиная с древнейших пластов и кончая осадками наших вод, главным образом сложена из материала, происшедшего при разрушении и изменении первоначальной коры земного шара..., преобладающей составной частью всей массы наших осадочных пород нужно считать кремниевую кислоту ..., главная масса земной коры должна была состоять из силикатов и благодаря преобладанию кремниевой кислоты силикаты эти должны были быть кислыми»<sup>1</sup>.

В последней четверти XIX в. и в первой четверти XX в. господствующее представление о тонкой твердой коре, покоящейся на жидком расплавленном субстрате, нашло подкрепление в двух сформировавшихся в то время геотектонических гипотезах — гипотезе контракции (сжимающаяся кора на охлаждающемся земном шаре) и гипотезе изостазии (плавающая твердая кора на пластичном субстрате). Показательны те цифры мощности твердой коры, которые указывали геологи XIX и XX вв. Так, в 1827 г. Л. Кордье оценивал ее в 25 км; С. С. Куторга в 1858 г. около 50 км; Б. Котта в 1859 г. около 15 км; А. А. Иностранцев в 1885 г. 35 км; И. Д. Лукашевич в 1908 г. 40—50 км под континентами и 25—35 км под океанами. С. Дэттон в 1889 г. и В. Боуи в 1924 г., как и другие сторонники гипотезы изостазии, — 90 км. Нетрудно видеть, что названные цифры достаточно близко совпадают с современными представлениями о толщине земной коры, полученными сейсмическими методами.

Итак, представление о земной коре как о твердом слое, покрывающем расплавленный земной шар, принадлежит к числу наиболее ранних концепций. Зачатки таких взглядов можно найти в воззрениях мыслителей древности и средних веков, а законченное изложение представлений о земной коре как о внешней оболочке

<sup>1</sup> Ч. Лайель. Руководство по геологии. Пер. с 6-го изд. Т. II, СПб., 1878, с. 258.

планеты сформулировано в XVII в. Декартом. В XVIII и XIX в. эта концепция, основывавшаяся на наблюдениях за вулканами, разделялась большинством ведущих геологов и нашла также новое подтверждение в космогонической гипотезе Канта — Лапласа. На рубеже XIX и XX вв. эти взгляды стали составной частью гипотезы контракции и изостазии. Такова была ситуация к 20-м годам XX в., когда появился совершенно новый источник информации о строении Земли — сейсмический метод, основанный на анализе упругих волн от землетрясений. В результате возникло новое (сейсмическое) представление о земной коре. О том, как произошло слияние первой (геологической) и второй (сейсмической) моделей земной коры, речь будет идти ниже, после изложения истории взглядов об изостазии и сейсмической модели земной коры.

### **Учение об изостазии как основа геофизической концепции о земной коре**

Представление об изостазии (равновесии) земной коры, покоящейся на мантии, является одним из наиболее существенных элементов в науках о твердой Земле. Принцип равновесия коры в мантии входит как обязательная составная часть в любую современную геотектоническую гипотезу. Между тем история этой проблемы, насчитывающая уже более 100 лет, весьма поучительна: идея, зародившаяся в середине XIX столетия на основании крайне малочисленных тогда измерений, позже, когда фактов ее обоснования стало значительно больше, подвергалась сомнению и даже поруганию.

Не будет преувеличением сказать, что с появлением теории изостазии родилась геофизика как самостоятельная наука. При установлении принципа изостазии впервые были последовательно выполнены типичные стадии, характерные для современного научного геофизического исследования: 1) создание геофизического прибора (отвеса, маятникового гравиметра); 2) проведение полевого эксперимента (измерение отклонений в показаниях прибора на равнине, в горах и т. д.); 3) математическая обработка полученных измерений; 4) построение на основе этих измерений обобщающей геофизической концепции. Возникновение теории изостазии относится к 50-м годам прошлого столетия, когда почти одновременно Д. Эри и Дж. Пратт, полемизируя друг с другом, выдвинули две широко известные впоследствии схемы изостазии.

Появлению взглядов о равновесии коры, плавающей на более плотном субстрате, предшествовали геодезические наблюдения в Индии. Была установлена разница широт пунктов, — вычисленная по астрономическим наблюдениям, при которых положение зенита определялось отвесом. Отсюда заключили, что на отвес наблюдательных станций действовало притяжение Гималаев. Однако, когда Пратт, приняв плотность Гималайских гор в  $2,75 \text{ г/см}^3$ , вычислил величину, на которую должен был отклониться отвес, то она оказалась в три раза больше, чем наблюдаемая. Возник вопрос: почему сила притяжения, которую горы ока-

зывают на отвес, не проявилась полностью? Ответ на это был дан астрономом Д. Эри, предположившим утолщение коры под горами. «Насколько я понимаю, — писал Эри, — наблюдаемое нами положение вещей может существовать только в том случае, если от некоторого участка более легкой земной коры отходит вниз выступ, погруженный в более тяжелую лаву... Следует отметить, что отклонение (отвеса) зависит от двух воздействий: от положительного притяжения, производимого возвышающимся плоскогорьем, и от уменьшения притяжения, стоящего в связи с тем, что некоторый объем тяжелой лавы замещен более легкой корой»<sup>1</sup>. Дискуссия между Д. Эри и Дж. Праттом привела к возникновению двух крайних схем изостазии. Основное различие гипотез Эри и Пратта заключается в том, что гипотеза Эри постулирует однородную плотность и меняющуюся толщину слоя, тогда как гипотеза Пратта принимает только одну определенную глубину и меняющуюся плотность. Впоследствии гипотеза Пратта пользовалась большей популярностью, чем гипотеза Эри, хотя и последняя имела своих сторонников. Как это часто случается в истории науки, истина оказалась посередине. Когда к 40-м годам настоящего столетия удалось определить с помощью сейсмического зондирования распределение скоростей в земной коре, а по ним оценить плотность, то оказалось, что блоки коры различаются как толщиной, так и плотностью.

Первая геотектоническая гипотеза, построенная на принципе изостазии, сформулированная в 1889 г., принадлежала С. Е. Дэттону. По его представлениям снос материала с возвышенностей приводит к изостатическому поднятию этой местности и тем самым к дальнейшему ее размыву. Накопление же осадков на дне водоема вызывает его прогибание, освобождая место для следующей серии осадков. Таким путем Дэттон объяснял накопление часто встречаемых мощных толщ мелководных осадков. Он показал, что восстановление равновесия — это пассивный процесс, который сам по себе не может возобновляться. С. Дэттон допускал, что вертикальные движения связаны с изменением объема глубинного вещества. Сейчас, спустя сто лет после выхода статьи Дэттона, мы должны констатировать, что сформулированные им представления как о механизме установления изостазии, так и о пассивном характере этого процесса, являются общепринятыми.

В дальнейшем выявилось разное понимание изостазии. С одной стороны, геодезисты и гравиметристы, накапливая данные измерений, все тверже убеждались в существовании этого явления. Они разрабатывали методы введения изостатической редукции в вычисления аномальных отклонений отвеса и пытались при помощи этих расчетов определить толщину земной коры. С другой стороны, среди геологов не было единодушия в отношении к этой гипотезе. Длительное время (вторая половина XIX в.) идеи изостазии вообще не пользовались успехом среди геологов. Затем

<sup>1</sup> Д. Джели. История поверхности Земли. М., ГИЗ, 1929, с. 22.

некоторые исследователи, например И. Д. Лукашевич, включали их в свои построения, тогда как другие ставили многие вытекавшие из изостазии выводы под сомнение.

Дальнейшим развитием идей Дэттона следует признать гипотезу В. Боуи, высказанную им в 1924 г., который, как и Дэттон, считал, что снос осадков с поднятия и накопление их во впадине — это процесс, приводящий к восстановлению равновесия. Однако Боуи пошел дальше Дэттона — он искал причины, нарушающие равновесие. По его представлениям блок земной коры, опускающийся под тяжестью осадков, попадает в условия более высоких температур. Там он, разогреваясь, расширяется, и вследствие этого его верхняя поверхность начинает подниматься. Блок, поднявшийся в результате сноса осадков, наоборот, остывает. Вследствие этого он сокращается в объеме и начинает по этой причине опускаться. Таким образом, картина становится до некоторой степени обратной той, которая была вначале.

Концепция Боуи подверглась критике со стороны Е. Н. Люстиха в 1957 г. Последний считал, что эта гипотеза «не оставляет места никакой направленности геотектонического процесса..., не выдерживает критики и с точки зрения геомеханики и геофизики» (с. 27) и далее: «...Изостатическую гипотезу Боуи придется признать нереальной, надуманной, примитивной схемой, основанной на чисто формальном и механическом подходе к решению задачи»<sup>1</sup> (с. 30). Е. Н. Люстих показал, что согласно приведенным им численным расчетам механизм, предложенный Боуи, не будет работать. Но основная идея Боуи оказалась верной и в настоящее время стала ведущей в геотектонике. Идея эта состоит в следующем: для того чтобы механизм изостазии работал, необходимо, чтобы в земной коре в силу тех или иных причин шел процесс, сопровождающийся изменением объема (разуплотнение, вызывающее поднятие на земной поверхности, и уплотнение, стимулирующее опускание коры).

В 1933 г. вышла известная работа А. Д. Архангельского «Геология и гравиметрия», в которой сопоставлялись имевшиеся к тому времени гравиметрические карты с тектоникой. А. Д. Архангельский пришел к признанию «тесных соотношений между аномалиями тяжести и строением верхних частей земной коры» (с. 185). Вместе с тем он писал: «Принцип изостазии совершенно не нужен для объяснения тех изменений силы тяжести, которые наблюдаются в пределах Европейского континента и прилежащих к последнему участках Азии. Все имеющиеся здесь аномалии оказываются связанными с геологическим строением поверхностных частей земной коры и получают простое и естественное объяснение в свойствах и мощности слагающих эти части коры пород и в тектонике, определяющей распространение последних... Приходится признать, что в рассматриваемом отношении гипотеза эта

<sup>1</sup> Е. Н. Люстих. Изостазия и изостатические гипотезы. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1957, № 38 (165).

даже вредна, так как она отвлекает нас от простых и практически нужных и важных соотношений и заставляет мысль обращаться к красивым, быть может, но практически не нужным и явно недоказуемым построениям» (с. 215). История науки показала, что А. Д. Архангельский справедливо обращал внимание на тесную связь рисунка гравитационных аномалий с конкретными геологическими структурами, расположенными вблизи земной поверхности. Что же касается принципа изостазии как такового, то А. Д. Архангельский, говоря о его ненужности при интерпретации гравиметрических съемок, отнюдь не отрицал его вообще. На той же странице он писал: «Говоря все это, я не ставлю вопроса о принципе изостазии в его целом, так как из произведенной мною обработки геологического и гравиметрического материала это непосредственно не вытекает». В последующих работах, опубликованных в 1937—1939 гг., А. Д. Архангельский подчеркивал важную роль и глубинного фактора в формировании гравитационного поля.

«В горных областях, — писал он, — чрезвычайно широкое развитие отрицательных аномалий Буге заставляет думать, что глубокие части земной коры под горными областями имеют в общем меньшую плотность, нежели в других местах. Наоборот, особенно глубоким впадинам рельефа, типа Черноморской, соответствует ненормально высокая плотность глубоких слоев. Такие соотношения, как известно, привели к построению гипотезы изостазии, которая в форме, приданной ей Эри, Косматом и Борном, играет в современной геологии очень большую роль» [3, с. 268]. Позиция А. Д. Архангельского характеризует прежде всего отношение геолога к проблеме изостазии. Не отрицая в принципе физический механизм изостазии, он на обширном геологическом материале смог впервые показать иную сторону гравиметрических измерений — использование карт аномалий силы тяжести для тектонического районирования. Позже, с появлением новых данных об аномалиях силы тяжести в горных областях, он правильно оценил влияние на гравитационное поле и глубинных источников. Основные возражения А. Д. Архангельского в отношении изостазии были обращены главным образом против надуманных схем Космата и др., пытавшихся использовать принцип изостазии для построения геотектонических гипотез.

В 60—70-е годы текущего столетия представление об изостазии получило широкое признание. Подтверждается высказанный Вениг-Мейнисом взгляд о том, что тектонические движения часто направлены против сил изостазии. Характерной особенностью последнего периода в изучении изостазии является то, что наряду с анализом гравиметрических данных для ее оценки стали использоваться и результаты сейсмического зондирования земной коры. Отметим исследования различных аспектов равновесия земной коры с учетом данных сейсмозондирования [30, 36]. В нашей работе изучению равновесия коры по сейсмическим данным отводится специальный раздел.

Более чем столетний путь учения об изостазии представляет значительный интерес для истории наук о Земле. Мы уже писали о том, что теория изостазии — это первая в науках о Земле геофизическая концепция, основанная на специально проведенных измерениях. Следует отдать должное основоположникам этой концепции Д. Эри, Дж. Пратту, С. Дэттону, которые сумели на ограниченном в то время экспериментальном материале сделать правильные выводы об архимедовом равновесии коры на более плотном, но пластичном субстрате.

Теория изостазии породила новое представление о земной коре. До возникновения этой теории земная кора рассматривалась лишь как «твердая скорлупа», покоящаяся на расплавленном остывающем земном шаре. У такой земной коры не было каких-либо свойств кроме того, что она может сжиматься вследствие уменьшения объема Земли (гипотеза контракции). Не было оснований предполагать и какие-либо различия в ее строении и толщине.

Теория изостазии коренным образом изменила первоначальные представления о земной коре, приблизив их до некоторой степени к современным. Принцип изостазии свидетельствовал, что земная кора (точнее слой литосферы, лежащий на более плотном субстрате) имеет разную мощность под горами, равнинами и океаническими бассейнами и, кроме того, может различаться по плотности, а значит и по составу.

Представление об изостазии было сформулировано геодезистами. Их с полным правом можно назвать первыми учеными, внедрившими в тогдашнюю геологию «геофизический» подход к анализу материала. После возникновения теории изостазии намечается три направления в отношении ее использования в науке. Первое объединяет геодезистов и гравиметристов, которые по мере накопления измерений совершенствовали свои расчеты, стремясь более полно и точно рассчитать это физическое явление. Принцип обнаружения и физический смысл изостазии никогда у них не вызывал сомнений. Ко второму принадлежат ученые в основном из среды геофизиков, которые использовали идею об изостазии при построении геотектонической гипотезы. В их числе следует назвать прежде всего И. Д. Лукашевича, А. Вегенера, В. Боуи, Дж. Джолли и некоторых других. Принцип изостазии был для них часто отправной позицией при освещении проблем эволюции коры.

Третье направление включает преимущественно геологов, которые в большинстве своем или вообще «не замечали» изостазию, или же относились к ней отрицательно. Заметим, что в концепциях Э. Зюсса, Э. Ога принцип изостазии никак не принимался во внимание, а такие тектонисты, как Г. Штилле и А. Д. Архангельский, отнеслись к некоторым выводам этой теории отрицательно. «Прохладное» отношение к теории изостазии со стороны геологов объясняется тем, что им, воспитанным на традициях исторической геологии, были чужды взгляды, основанные на чисто физической схеме.

## Эволюция представлений о сейсмической модели земной коры

Хорватский сейсмолог А. Мохоровичич, изучая сейсмограмму землетрясения, происшедшего 8 октября 1907 г., обнаружил на ленте два вступления волн *P* и *S*. Он пришел к выводу, что одна и та же волна регистрируется дважды. Это свидетельствовало о том, что волна от землетрясения на своем пути встретила границу и разделилась на ней на отраженную и преломленную. Глубина этой сейсмической границы, вычисленная А. Мохоровичичем по разности хода этих волн, оказалась равной приблизительно 50 км. Вскоре эта сейсмическая граница была обнаружена повсеместно и получила название поверхности Мохоровичича (*M*). Позже было установлено, что под континентами скорость сейсмических волн ниже этой границы достаточно выдержана и достигает порядка 8 км/с, тогда как в толще пород, расположенных выше этой границы, средняя скорость составляет всего 6—7 км/с. Повсеместность этой границы, постоянство скорости ниже нее, а также резко отличные скоростные (физические) свойства пород выше нее свидетельствовали, что это наиболее важный раздел во внешних горизонтах нашей планеты.

В 1925 г. В. Конрад зафиксировал выше границы *M* сейсмический раздел, впоследствии получивший его имя. Геофизическая модель земной коры усложнилась — в ней стали выделять два сейсмических слоя — верхний и нижний.

К 1932 г. уже ряд сейсмологов для Европы, Северной Америки, Восточной Азии установили толщину основных слоев земной коры и глубину до подстилающей ее мантии, указали значения скорости для них (табл. 1).

Обращают на себя внимание близкие современным значения скорости, установленные как для коры (слои *A* и *B*), так и для подстилающей кору мантии (слои *C* и *D*). Большинство сейсмологов оценивало мощность земной коры (подшва слоя *B*) 35—45 км, что близко к современным данным. Лишь А. Мохоровичич указал цифру, почти вдвое превосходящую действительную мощность.

Созданная в 20—30-е годы двухслойная сейсмическая модель земной коры континентов к началу 50-х годов получила всеобщее признание. Этому способствовало появление и широкое развитие исследований земной коры с помощью искусственных взрывов (это направление сейчас называют взрывной сейсмологией).

Первые работы по регистрации взрывов были проведены в Западной Европе и в Северной Америке в 1926 г. для определения мощности коры. В СССР использование взрывов с целью изучения коры относится к 1937 г. (Е. А. Коридалин). Но наибольшие успехи были достигнуты благодаря созданию Г. А. Гамбурцевым метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Первые опытные работы были поставлены в 1939 г. В 1949—1951 гг. были пройдены первые сейсмические профили, пересекающие высоко-

Толщина слоев земной коры и величины скорости в них сейсмических волн

| Автор                       | Район                 | Слой            | Глубина (км) | $P$ , км/с | $S$ , км/с |
|-----------------------------|-----------------------|-----------------|--------------|------------|------------|
| А. Моховоричич<br>(1927 г.) | Центральная<br>Европа | A               | 0—40         | 5,54—5,65  |            |
|                             |                       | B               | 40—60        | 6,22—6,4   |            |
|                             |                       | C               | 60+          | 7,90       |            |
| Б. Гутенберг<br>(1930 г.)   | Центральная<br>Европа | A               | 0—30         | 5,5—5,7    | 3,3        |
|                             |                       | B               | 30—45        | 6,25—6,3   | 3,7        |
|                             |                       | C               | 45—60        |            |            |
| Е. Тиллотсон<br>(1931 г.)   | Центральная<br>Европа |                 | или 70       | 7,9—8,0    | 4,4—4,5    |
|                             |                       | D               | 60 или 70+   | 7,9        | 4,4        |
|                             |                       | A <sup>I</sup>  | 0—4          | 5,0        | 3,3        |
|                             |                       | A <sup>II</sup> | 4—17         | 5,5        | 3,36       |
| Г. Джефрис<br>(1929 г.)     | Западная Европа       | B               | 17—42        | 6,3        | 3,65       |
|                             |                       | C               | 42+          | 7,8        | 4,32       |
|                             |                       | A               | 0—10         | 5,4—5,6    | 3,3        |
| Т. Матузава                 | Япония                | B               | 10—35        | 6,3        | 3,7        |
|                             |                       | C               | 35+          | 7,8        | 4,35       |
|                             |                       | A               | 0—20         | 5,0        | 3,15       |
| Б. Гутенберг<br>(1932 г.)   | Калифорния            | B               | 20—50        | 6,2        | 3,7        |
|                             |                       | C               | 56+          | 7,5        | 4,5        |
|                             |                       | A <sup>I</sup>  | 0—14         | 5,5—5,6    | 3,23       |
|                             |                       | A <sup>II</sup> | 14—25        | 6,0        | 3,39       |
|                             |                       | B               | 25—31        | 6,8        | 3,66       |
|                             |                       | C <sup>I</sup>  | 31—39        | 7,6        | 4,25       |
|                             |                       | C <sup>II</sup> | 39+          | 7,94       | 4,45       |

сейсмическую зону Северного Тянь-Шаня. По двум профилям установлена глубина залегания границы M и кровли «базальтового» слоя. Были обнаружены такие интересные закономерности строения коры, как «корни гор», т. е. углубления в рельефе границы M под хребтами Заилийского Алатау и Кунгей-Алатау, а также утолщение «базальтового» слоя под хребтами. Оказалось, что большинство очагов слабых землетрясений зарождалось в «базальтовом» слое, в особенности в тех местах, где толщина его резко менялась. Это были первые в мировой практике разрезы (профили) земной коры, полученные с помощью регистрации искусственных взрывов.

Дальнейшее развитие метода ГСЗ связано с именем Ю. Н. Година. В 1956—1960 гг. он организовал детальные исследования методом ГСЗ в ряде нефтеносных районов СССР — в Волго-Уральской области, Туркмении, Ферганской впадине. Эти работы позволили сделать следующий крупный шаг в развитии метода ГСЗ. Были обнаружены важнейшие закономерности строения коры, ранее неизвестные. Выяснилось, что методом ГСЗ фиксируются не только преломленные, но и отраженные волны; значительно более точно и надежно проведена корреляция сейсмических волн на сейсмограммах и т. д. Ю. Н. Годиным и его учениками были обнаружены такие интереснейшие особенности строения коры, как наличие двух «базальтовых» слоев на Восточно-Европейской плат-

форме, сейсмическая анизотропия пород, слагающих кору, фиксированная в вертикальном направлении и по пересекающимся профилям, и т. д.

В 60-е годы исследования методом ГСЗ широко развернулись как в нашей стране, так и за рубежом. Модель коры, состоящая из осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев, ограниченная снизу поверхностью М, получила всеобщее признание.

К началу 40-х годов сложилось представление о существенном различии в толщине земной коры под континентами и под океанами и прежде всего под Тихим океаном. Этот вывод получен по данным сейсмологии. Основываясь на различиях в энергии отраженной продольной волны, проникающей в кору снизу, и на разнице в скорости поверхностных волн, Б. Гутенберг пришел к выводу, что в Тихом океане толщина твердой коры составляет всего несколько километров. «Все данные согласуются с тем, что Земля подразделяется на области двух типов, отличающихся различными структурами. Области первого типа включают бассейн Тихого океана и, возможно, некоторые районы вне Тихого океана, один из которых находится в Северном Ледовитом океане. Области второго типа охватывают всю остальную поверхность Земли с современными континентами, эпиконтинентальными морями, Атлантический и Индийский океаны и, возможно, изолированные участки внутри Тихого океана»<sup>1</sup>. Различие между двумя типами эти авторы видели в том, что «Скорости волн в бассейне Тихого океана в основном больше, чем в других районах... Весьма вероятно, что все это объясняется тем, что слои коры, характерные для континентов, отсутствуют в тихоокеанском бассейне»<sup>2</sup>. Эти выводы подкреплялись анализом гравитационного поля. О малой мощности легкой сиалической коры под океаническими котловинами свидетельствовали положительные (~200 мгл) аномалии Буге. Таким образом, в начале 50-х годов, когда еще не были поставлены специальные морские сейсмические исследования по определению глубины залегания границы М под океанами, концепция о континентальном и океаническом типах коры уже возникла. В нашей стране ее активно пропагандировал П. Н. Кропоткин.

В конце 40-х и в 50-е годы в океанах начались сейсмические исследования с помощью взрывов с целью определения мощности и структуры океанической коры. Были сформулированы современные представления и о сейсмической расслоенности коры океанов. Они основывались на материалах американских и английских геофизиков (Т. Ф. Гейскелл, С. Кац, С. В. Оффисер, Ф. Пресс, Р. В. Райтт, М. Н. Хилл, Л. Уэрзелл, М. Юинг и др.). Согласно полученным в 1950—1960 гг. материалам, земная кора океанов состоит из тонкого осадочного слоя мощностью в несколько сотен метров и средней скоростью 2 км/с, переходного или

<sup>1</sup> Б. Гутенберг, К. Рихтер. Сейсмичность Земли. М., Изд-во иностр. лит., 1948, с. 34.

<sup>2</sup> Там же, с. 332.

второго слоя (1—2 км,  $V_p=5$  км/с) и океанического или третьего слоя мощностью около 5 км и скоростью 6,8 км/с, подстилаемых породами верхней мантии.

Рассмотренные выше сейсмические модели земной коры континентов и океанов, сформулированные к концу 50-х годов, стали отправным пунктом для широко известных глобальных концепций и в том числе для гипотезы тектоники плит (новой глобальной тектоники).

Представление о двух крайних типах земной коры (континентальном и океаническом) были дополнены выделением промежуточных типов. И. П. Косминская в 1958 г., используя появившиеся данные о строении коры Южно-Каспийской впадины и Охотско-Курильского региона, предложила выделять следующие типы коры: 1) континентальный; 2) океанический; 3) субконтинентальный; 4) субокеанический. К субокеаническому типу коры И. П. Косминская отнесла земную кору, встреченную в глубоких морских впадинах. Под мощным (10—20 км) осадочным слоем там фиксировался высокоскоростной относительно тонкий «базальтовый» слой (Южно-Каспийская впадина). Субконтинентальной была названа кора, состоящая из осадочного слоя и лежащего под ним однородного гранитного (базальтового) слоя. Такая кора была обнаружена в пределах впадины Охотского моря.

Дальнейшие сейсмические исследования в самых различных регионах Мирового океана показали, что встречаемая под дном моря земная кора может быть крайне разнообразной. Помимо тонкой трехслойной коры там встречаются различные ее виды. Это выражается как в числе сейсмических слоев, так и в их мощности и скоростной характеристике.

В 1977—1979 гг. Н. К. Булин выступил с возражениями против тонкой трехслойной океанической коры. По его представлениям океаническая кора более мощная (15—20 км), т. е. соизмерима с континентальной. Ниже третьего слоя океанической коры по его представлениям находится четвертый слой, возможно, являющийся волноводом, а подошва третьего слоя представляет лишь тонкий горизонт с повышенной скоростью.

Следующий этап в эволюции сейсмической модели континентальной коры относится к 1979 г. Н. И. Павленкова показала существование в средней части земной коры платформенных областей между верхней «гранитной» ( $v_p=5,5-6,5$  км/с) и нижней «базальтовой» ( $v_p=6,5-7,2$  км/с) толщами ослабленного слоя, где скорость сейсмических волн или остается постоянной, или уменьшается. В нижнем слое коры этой модели предполагается наличие сильного вертикального градиента скорости. Следует сказать, что предлагаемая модель не оказалась универсальной. В активных регионах СССР и на молодых платформах выявлена четкая граница Конрада, а нижний слой коры выглядит практически однородным.

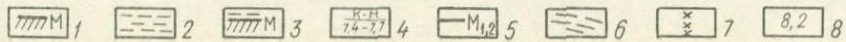
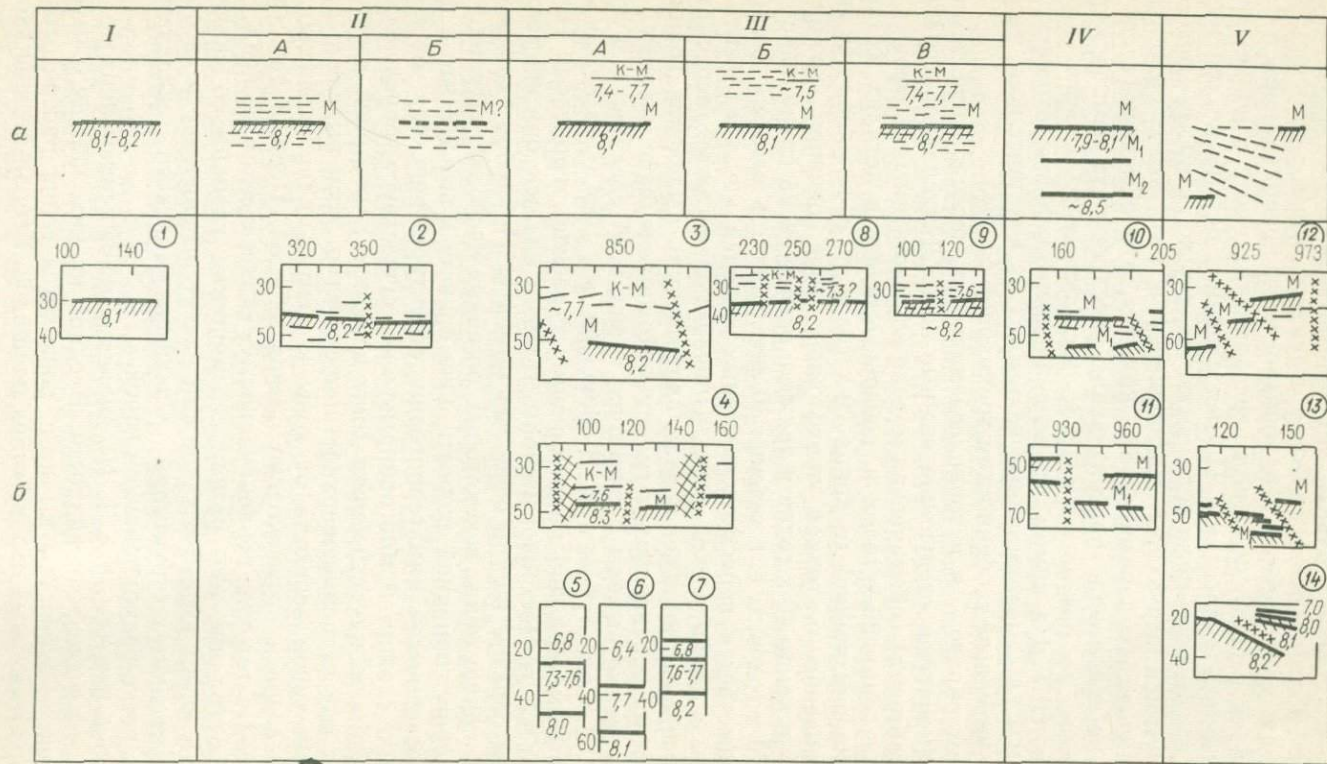
Последний шаг в представлении о сейсмической модели земной коры сделан в 1980 г., когда строение глубинных слоев Земли

стали изучать с помощью детального сейсмического метода — ОГТ (общей глубинной точки). По результатам этих исследований была установлена очень сложная структура коры с наличием не протяженных скоростных неоднородностей и преобладанием в разрезе границ первого рода или переслаивания слоев с пониженной и повышенной скоростями. Иными словами, детальные сейсмические исследования позволили выявить другие стороны реально существующей структуры, появившиеся в результате орогенических циклов. На первый взгляд кажется, что отмечаемая повсеместно региональная горизонтальная расслоенность земной коры, получаемая по результатам ГСЗ, несопоставима с детальными данными ОГТ. На самом же деле близвертикальные отраженные волны (ОГТ) и преломленные волны (ГСЗ) чувствительны к разным структурным особенностям трехмерной среды.

Таким образом, в истории сейсмических исследований земной коры намечаются следующие важные вехи. Двухслойная (гранитно-базальтовая) сейсмическая модель коры континентов сформировалась к концу 20-х годов и, совершенствуясь в деталях, оставалась общепризнанной до конца 70-х годов, т. е. в течение 50 лет. Представление о тонкой трехслойной коре океанов возникло позже — в конце 40-х годов и также в основе своей сохранилось до конца 70-х годов, т. е. в течение 30 лет. Однако в самые последние годы намечается пересмотр основных моделей как континентальной, так и океанической коры. Причем подвергаются пересмотру такие основные положения, как правильность выделения границы Конрада на континентах и границы Мохоровичича в океанах.

Интересные выводы о структуре границы М сделаны А. Гутерхом, В. Б. Соллогубом и А. В. Чекуновым в 1980 г. на основании обширных материалов по глубинному строению территории Центральной и Юго-Восточной Европы. В своем анализе они опирались главным образом на три основных момента: 1) глубину ее залегания; 2) обнаружение в некоторых регионах нескольких границ М; 3) величину граничной скорости. Они пришли к выводу, что в пределах освещаемой ими территории структура перехода от коры к мантии сложна и многообразна, но существует определенная корреляция между строением зоны перехода и историей расположенных над нею приповерхностных структур. Ими выделено пять основных типов перехода от коры к мантии, подразделяющихся в свою очередь на несколько разновидностей. Первый тип (рис. 1, I) соответствует первоначальному «классическому» представлению о границе М — резкая сейсмическая граница со скачком скорости до 8,1 км/с. Но такой тип развит ограниченно и тяготеет ко внутренним структурам Средиземноморского складчатого пояса с резко редуцированной корой.

Второй тип (см. рис. 1, II) является усложнением первого. Он разделен на две разновидности. В одной из них, наряду с четкой границей со скоростью 8,1 км/с, появляется серия рассредоточенных не протяженных отражающих площадок. Вторая разновидность состоит исключительно из «облака» таких площадок, среди кото-



рых невозможно однозначно наметить границу. А. Гутерх, В. Б. Соллогуб и А. В. Чекунов считают, что такой тип границы М распространен наиболее широко и в особенности в пределах древней платформы (Украинский щит и т. д.).

Для зоны перехода кора — мантия третьего типа (см. рис. 1, III) характерно появление выше границы М довольно мощного слоя со скоростями 7,4—7,7 км/с, ниже которого расположена сейсмическая граница с типичной для раздела М скоростью 8,1 км/с. В зависимости от резкости сейсмических границ, являющихся кровлей и подошвой этого высокоскоростного слоя, рассматриваемый тип перехода подразделяется на три разновидности (см. рис. 1, III): А) обе границы резкие; Б) нижняя граница резкая, а верхняя выражена слабо; В) верхняя граница резкая, а нижняя — нет. Указанные авторы считают, что появление слоя со скоростью 7,4—7,7 км/с связано с процессами преобразования вещества, поскольку такой тип перехода характерен для молодых активно развивающихся структур — рифтовые зоны, а также некоторые участки молодых платформ. Заметим со своей стороны, что такой высокоскоростной слой в низах коры распространен в пределах Восточно-Европейской платформы, а мощность его достигает 10 км; поэтому есть серьезные сомнения в целесообразности отнесения этого слоя к зоне перехода кора — мантия.

Четвертый тип перехода от коры к мантии (по А. Гутерху, В. Б. Соллогубу и А. В. Чекунову, см. рис. 1, IV) состоит из нескольких резких границ с соответствующими значениями скоростных параметров. Названные исследователи рассматривают его как логическое завершение процесса, отображенного в предыдущем, третьем, типе перехода — граница М скачкообразно перемещается по разрезу литосферы, в ней между тем сохраняются ее «пра»-реликты. Границы — «дубликаты» раздела М наиболее характерны для районов, претерпевших неоднократные перестройки тектонического плана в ходе геологической истории.

К пятому типу раздела кора-мантия (рис. 1, V) относятся случаи, когда можно предполагать латеральное перемещение бло-

Рис. 1. Типы перехода от коры к мантии в регионах Центральной и Восточной Европы (по В. Б. Соллогубу и А. В. Чекунову): а — модели перехода; б — типичные примеры:

1 — резкий переход (граница М); 2 — «диффузный» переход; 3 — смешанный переход; 4 — горизонт в кровле слоя «коро-мантийной смеси» (К-М); 5 — границы М — «дубликаты»; 6 — отдельные сейсмические площадки; 7 — разломы; 8 — скорости (км/с).  
Цифры в кружках: 1 — Паннонский срединный массив (Большая Венгерская впадина); 2 — один из участков Восточно-Европейской платформы; 3 — Восточные Карпаты; 4 — Датско-Польская борозда; 5 — Восточно-Африканский рифт (по Н. Н. Пузыреву и др.); 6 — Байкальский рифт (по Н. Н. Пузыреву, С. В. Крылову и др.); 7 — Рейнский грабен (по С. Мюллеру); 8, 9 — эпипалеозойская платформа Польши; 10 — Днепровско-Донецкий алакоген; 11 — юго-западная краевая часть Восточно-Европейской платформы; 12 — район сочленения Карпат с Восточно-Европейской платформой; 13 — Горный Крым; 14 — район о. Корсика

ков с перекрытием сейсмических горизонтов. А. Гутерх и его соавторы отмечают, что такой тип территориально мало развит. Он наблюдается только на некоторых участках контрастного сочленения разнородных структур, например Карпат и Восточно-Европейской платформы, в Горном Крыму, в районе о. Корсика.

Рассмотренная выше классификация типов перехода от коры к мантии представляет для нашего исследования значительный интерес и будет принята во внимание при выяснении геологической природы границы М. Подчеркнем, что идея множественности высотных рубежей, на которых располагалась граница М, смещаясь в геологическом времени вверх или вниз по разрезу литосферы, развивается В. Б. Соллогубом уже более 10 лет. Идея эта с нашей точки зрения весьма плодотворна, поскольку она подтверждает определенную генетическую связь между рельефом границы М и геологическими процессами, происходящими на земной поверхности. Следует, однако, отметить, что при построении своей классификации типов перехода кора—мантия А. Гутерх, В. Б. Соллогуб и А. В. Чекунов недостаточно использовали данные о динамике волн, регистрируемых от зоны перехода. Они пишут, например, о том, что в пределах всех орогенов от границы М зарегистрированы сильные за критические отраженные волны, тогда как головные преломленные волны очень слабы. Напротив, под срединными массивами интенсивность головных преломленных волн возрастает и они становятся соизмеримыми по амплитудам с за критическими отражениями. Однако эти ценные наблюдения не использованы ими при типизации зоны перехода кора—мантия.

### **История взглядов о геологической интерпретации изостатической и сейсмической моделей земной коры и границы Мохоровичича**

Под термином «геологическая интерпретация» авторы понимают прежде всего установление, какими конкретными породами сложен тот или иной геофизический слой и вся кора в целом, а также подстилающая ее мантия.

Сформулированная Д. Эри и Дж. Праттом и развитая С. Дэттоном концепция об изостазии рассматривала земную кору как повсеместно распространенный слой горных пород, плавающий на более плотном и более пластичном субстрате. Такие представления уже сами по себе указывали на то, что подстилающий кору субстрат имеет иной химический состав, чем плавающая на нем кора. Идея Пратта об изменении по горизонтали плотности коры ставила вопрос о том, что и сама кора по своему строению не однородна. В работах Эри, Пратта и Дэттона мы не находим еще конкретных предложений о составе коры. Это понятно, поскольку они не были геологами по образованию. Однако ими был сделан

первый шаг в геологической интерпретации. Принцип изостазии привел их к выводу, что земная кора твердая, а подстилающий ее субстрат обладает свойствами жидкости, т. е. это подземная магма, иными словами, расплавленные горные породы. По Дэт-тону, подземная магма меняла свои свойства — уплотнялась и разуплотнялась.

Первая законченная концепция, где рассмотрен вещественный (химический) состав твердой коры и подстилающей ее более плотной, но жидкой магмы, принадлежала Э. Зюссу. Он разделил Землю на три концентрических слоя: верхний сиаль, ниже него сима и центральная часть планеты — нифе.

Нет сомнений, что одной из причин создания Зюссом геолого-химической схемы земных оболочек послужила теория изостазии, которая на рубеже XIX и XX вв., если и не пользовалась широким признанием, то была уже достаточно широко известна. Зюсс знал, что ультраосновные породы (Si, Mg) характеризуются большей плотностью, чем кислые (Si, Al), преимущественно распространённые на земной поверхности. Поэтому его предположение о наличии на глубине под слоем сиаль более плотного слоя сима опиралось как на данные изостазии, так и на геологические наблюдения. Трудно переоценить значение схемы земных оболочек, предложенной Э. Зюссом. Она оказала огромное влияние на все последующие представления и в достаточной степени сохранилась. Напомним, что во времена Зюсса сейсмические данные о строении Земли еще отсутствовали.

Десятилетие спустя (в 1912 г.) А. Вегенер сформулировал представление о принципиальном различии в строении и составе земной коры континентов и океанов, основываясь на разнице в аномалиях силы тяжести и на анализе гипсографической кривой. Привлекал Вегенер и первые данные о различиях в скорости сейсмических волн. Он писал: «легко можно заметить, что весь круг идей теории смещения покоится на одном определенном предположении относительно взаимоотношений глубоководных морей и материковых массивов. Действительно, мы принимаем, что между теми и другими образованиями имеется существенное различие, сводящееся к тому, что материковые массивы, мощность которых достигает приблизительно 100 км, плавают в совершенно гетерогенной магме, возвышаясь над нею в среднем на 5 км, и что на дне глубоководных морей эта магма ничем не прикрыта. Таким образом внешние слои литосферы не покрывают всю землю целиком... Дно же глубоководных морей представляет собой свободную верхнюю поверхность следующего слоя земной коры, залегающего так же и под материковыми массивами»<sup>1</sup>. Если мы вспомним, что А. Вегенер считал, что материк сложены сиалом (т. е. гранитным материалом), то нетрудно увидеть, что им сформулировано представление об океанической и континентальной

<sup>1</sup> А. Вегенер. Происхождение материков и океанов. М., ГИЗ, 1924, с. 3—6.

коре и о их различном соотношении друг с другом. Вегенер оставил в стороне вопрос о том, как и когда сформировалась лишенная силля океаническая кора.

Таким образом, в начале XX столетия в истории взглядов о земной коре произошло важное изменение. Существовавшие ранее представления, основанные на некоторых общих космогонических и геологических представлениях, были преобразованы в новую концепцию, опирающуюся прежде всего на идеи изостазии. Кора континентов, по Вегенеру, представлялась сложенной силлическими породами мощностью до 100 км, а в океанах силля отсутствовал.

Если в концепции Вегенера мы видим попытку создать геологическую модель, основываясь прежде всего на геофизических данных, то сформулированная в те же годы позиция Р. А. Дэли опиралась на петрографический материал. В книге, опубликованной в 1914 г., Дэли формулирует представление о земной коре как о ряде лежащих друг на друге концентрических поясов. К самому верхнему поясу — осадочному Дэли относит покров осадков, лежащих на гранито-гнейсовом фундаменте щитов, и мощные толщи в геосинклиналях. Ниже расположен кислый (гранитный) пояс земного шара. Основанием для его выделения служат докембрийские образования Канадского и Скандинавского щитов. Дэли предполагает, что под Тихим океаном этот пояс, вероятно, отсутствует. Мощность его неизвестна, но по его однообразию на всех горизонтах можно предполагать, что она измеряется милями.

Еще ниже Дэли выделил базальтовый земной пояс, который он именует также «постель под корой». Он писал: «Под кислым поясом, без сомнения, располагаются по крайней мере местные скопления магмы, которая по временам прорывается через гранитный пояс и кристаллизуется в виде базальта или химически родственных ему диабазы, габбро и пр.» [10, с. 13, 14].

Обратим внимание, что выделяя под гранитным поясом базальтовый, Дэли опирается исключительно на петрографические данные, свидетельствующие о широком развитии базальтового магматизма, проявляющегося в пределах всех типов геологических структур и сохраняющего постоянный химический состав независимо от их геологического возраста<sup>1</sup>. Дэли заключает: «Итак, мы имеем перед собой такую картину строения Земли: выше всего находится установленный непосредственными наблюдениями внешний слой, который образует прерывистый осадочный пояс; ниже лежит, вероятно, тоже прерывистый «гранитный» или «кислый» пояс, а под ним залегает прерывистый или даже непрерывный базальтовый пояс [10, с. 17].

---

<sup>1</sup> Дэли обращает внимание, что мысль о существовании непрерывного базальтового слоя под кислым земным поясом высказывалась Р. Бунсенем в 1851 г. и В. Готтом в 1858 г.

В отношении более глубоких слоев Земли Р. Дэли, основываясь на среднем составе каменных метеоритов, предположил, что под базальтовым поясом залегает слой, близкий по составу к перидотитам. Дэли считал, что гранитный пояс и какая-то часть базальтового пояса затвердели еще в докембрийские времена.

Называя осадочный пояс, гранитный пояс и затвердевшую часть базальтового пояса корой, Дэли считал, что «ниже этой «коры» располагается базальтовая постель еще настолько горячая и подвижная, чтобы при ослаблении давления в состоянии в жидком виде проникать в твердую кору» [10, с. 23].

Позиция Р. Дэли заслуживает пристального внимания, ибо в ней легко увидеть прообраз современных представлений о земной коре и в то же время очевидно, что построена эта схема исключительно на геологическом материале. В 1913 г. еще не было практически никаких сейсмических данных о расслоенности земной коры. Схема строения коры Р. Дэли может служить образцом научного предвидения.

Близкая взглядам Вегенера концепция была опубликована Дж. Джоли в 1924 г. Исходя из определения сейсмологов Ольдгейма и Вихерта он принял толщину материковой коры в 30—35 км, считая ее сложенной сналем. Эта сналическая кора по его представлениям плавает на распространенном повсюду базальтовом субстрате, подчиняясь принципу изостазии. Джоли отмечает, что базальт этот не может быть расплавленным, ибо этому противоречит сейсмология, установившая происхождение поперечных волн до глубин более 100 км, а также изучение приливного воздействия Луны на Землю. Он считал, что в базальтовом субстрате «могут иметь место медленные движения, удовлетворяющие условиям изостазии; но по отношению к быстро меняющимся усилиям он ведет себя как упругое твердое тело».<sup>1</sup> Не трудно видеть, что высказанная Дж. Джоли позиция о физических свойствах подкорового слоя весьма близка современным представлениям.

20-е годы были временем создания первых представлений о сейсмическом расслоении земных недр. В 1926 г., т. е. год спустя после того, как В. Конрад зафиксировал сейсмический раздел внутри коры, Г. Джефрис ввел понятие гранитного и базальтового слоев в сейсмическую модель земной коры. Таким образом, Джефрис как бы распространил на сейсмическую модель схему, уже сложившуюся в умах геологов-петрографов. Однако между моделью Джефриса и других геофизиков и моделью Дэли существовало принципиальное различие, на которое мы считаем необходимым обратить внимание. Дэли считал, что под затвердевшей корой находится слой жидкой (или почти жидкой) магмы, тогда как сейсмологи, фиксируя как продольными, так и поперечными волнами границы Конрада, Мохоровичича и более глубокие, были

<sup>1</sup> Дж. Джоли. История поверхности Земли. М., ГИЗ, 1929, с. 171.

убеждены, что вся Земля, вплоть до ядра, находится в твердом состоянии.

Различие во взглядах относительно состояния вещества под затвердевшей корой (жидкое или твердое) сохранялось в научной литературе до 40-х годов, т. е. в течение 20—30 лет. Успешно развивавшаяся сейсмология в 30—40-е годы однозначно свидетельствовала о том, что и кора, и подстилающая ее мантия находятся в твердом кристаллическом состоянии, и в то же время в геологических работах (и прежде всего среди сторонников контракции и изостазии) мы читаем о том, что кора — это твердое тело, а ниже находится расплавленный субстрат.

В этом отношении показательна позиция Р. Дэли. Второе издание его книги вышло в 1933 г., когда уже накопилось достаточно данных о сейсмической расслоенности земных недр и о распределении скорости с глубиной. В ней Дэли пытается совместить накопившиеся к тому времени данные о распределении скоростей в недрах Земли и свою прежнюю концепцию о существовании под твердой корой стекловатого базальта. Он помещает стекловатый базальт в самый глубокий слой (*D*), выделенный Гутенбергом в Центральной Европе на глубинах более 60—70 км, а поскольку скорость там очень высокая (7,9 км/с), он допускает, что ниже этот стекловатый базальт переходит в стекловатый перидотит. Как показала история, схема эта оказалась не жизнеспособной по сравнениям с геологической интерпретацией, предложенной Мохоровичичем, Джеффрисом, Адамсом, Холмсом (табл. 2).

Обратим внимание, что если А. Мохоровичич предполагал, что два основных слоя в коре и подстилающий ее слой (в теперешнем понимании уже мантия) сложены магматическими породами, то Джеффрис и Холмс допускали, что слой (*B* и *C*) могут быть сложены и метаморфическими породами (амфиболитами, гранулитами, эклогитами). Наличие метаморфических пород предполагал и Дэли, но он воздержался от выделения конкретных пород, ограничившись предложенным им термином «пьезо-диорит», «пьезо-габбро» и т. д.

В отечественной геологической литературе в начале 50-х годов представление о наличии под корой мощного расплавленного слоя было достаточно распространенным. Вот почему появление в 1953 г. статьи П. Н. Кропоткина с изложением существовавших в то время геофизических данных было встречено в среде петрографов как некоторого рода сенсация.

Начало 50-х годов было временем, когда новая концепция о твердых коре и мантии окончательно овладела умами геологов. Представление о двухслойной (не считая осадков) гранитно-базальтовой коре, покоящейся на мантии, сложенной ультраосновными породами, стало общепринятым.

В 40—50-е годы формировалась концепция о тонкой трехслойной коре океанов. Как уже отмечалось выше, главным основанием для предположения о том, что кора океанов имеет иное строение, чем под континентами, было широкое распространение на океани-

Петрографический состав коры (слои А и В) и верхней мантии (слой С) Земли (составил Р. Дэли, 1932 г.)

| Слой | По Мохоровичичу  | По Джефрису   | По Адамсу, Гибсону, Вильямсону | По Холмсу  | По Дэли   |
|------|--|---|--------------------------------|--|---|
| А    | Гранит и гранодиорит с сиенитом  | Гранит  |                                | В среднем близкие гранодиориту                               | Преобладает гранит  |
| В    | Диорит и габбро  | Диорит или стекловатый базальт                      | Гранит или гранодиорит         | Амфиболит, гранулит  | «Пьезо-гранит», переходящий книзу в «пьезо-гранодиорит» (и «пьезодиорит») |
| С    | Кристаллический пироксенит и перидотит (продолжается до большой глубины) | Эклогит или дунит (кристаллический или стекловатый) | Кристаллический перидотит      | Перидотит кристаллический или стекловатый до глубины 2900 км | Преобладает «пьезо-габбро»  |

ческих островах базальтов и отсутствие, в особенности в Тихом океане, кислых пород (гранитов). О возможном отсутствии сналя под Тихим океаном предполагал в 1914 г. Р. Дэли. Позже в 1933 г. он, опираясь также и на скорости распространения сейсмических волн под дном Тихого океана, предположил там базальтовый слой толщиной 80 км.

Формирование современной геологической модели океанической коры произошло в 40-е годы, когда было выяснено, что кора эта тонкая и граница Мохоровичича, принимаемая за подошву земной коры, находится под дном океанических котловин на глубинах 5—10 км от дна. Опираясь на геологические и сейсмические данные, ученые единодушно пришли к выводу, что океаническая кора под слоем осадков сложена базальтами. В 50-е годы сейсмическая модель усложнилась. В океанической коре под рыхлыми осадками стали выделять два слоя — второй и третий. Второй слой считался базальтовым, тогда как состав нижнего (третьего) слоя коры океанов предполагали габбровыми или же сложенным серпентинизированными ультраосновными породами.

Традиционная схема о толстой (осадочно-гранитно-базальтовой) коре океанов продолжает существовать до сих пор и лежит в основе многих обобщений, например сводки Н. А. Беляевского (1974 г.). Однако в начале 60-х годов появились работы, дающие иную геологическую интерпретацию накопившихся к тому времени сейсмических данных о расчлененности земной коры. В 1962 г. одновременно Ю. Н. Годин и И. А. Резанов выдвинули представление о метаморфической природе нижнего, так называемого базальтового слоя земной коры. Основываясь на новейших сейсмических данных, они полагали, что кристаллическая земная кора на всю ее мощность состоит из первично-осадочных, а затем метаморфизованных пород. Увеличение скорости в глубь земной коры объяснялось большей основностью пород и большей степенью их метаморфизма. Ю. Н. Годин писал: «Если проанализировать сейсмограммы и годографы, полученные при детальном исследовании осадочной толщи... Правильно ли считать осадочными только верхние части коры мощностью в несколько километров? Почему нельзя предположить, что земная кора во многих районах представлена метаморфическими осадочными породами, в разной степени дислоцированными и инъецированными магматическими породами основного и кислого состава?» [5, с. 72]. Эти представления были поддержаны В. В. Белоусовым, выделившим в 1966 г. в земной коре (сверху вниз) следующие три слоя, различающиеся по фациям метаморфизма: гранито-гнейсовый, гранулитобазитовый, эклогитовый.

Нетрудно видеть, что в представлениях о вещественном составе земной коры наблюдается определенная эволюция взглядов, вызванная как прогрессом в геологических знаниях, так и ростом ее геофизической изученности.

1. Концепция Зюсса — Вегенера была преимущественно химической схемой. Она опиралась на изостазию и контракцию и предполагала под твердой корой жидкую магму, кора рассматривалась как однородная, сложенная сиалем.

2. Концепция Дэли опиралась в основном на геологические данные и историю магматизма и была преимущественно магматической схемой. Кора рассматривалась как двухслойная: сверху гранито-базальт, а ниже стекловатый базальт.

3. Концепция Мохоровичича, Джеффриса, Адамса и др. опиралась преимущественно на сейсмические данные. В ней впервые сформулировано новое представление о земной коре. Представление о коре, как о «твердом лежащем на расплавленном» заменено на «твердое, лежащее на более высокоскоростном (более плотном) твердом же». Это была схема преимущественно магматическая.

4. Концепция Година — Резанова опиралась на более совершенный сейсмический материал, и, полнее используя геологическую историю, была преимущественно метаморфической схемой.

Изложенное выше свидетельствует, что ко времени обнаружения границы М у геологов существовали уже вполне определенные представления о земной коре, в том числе о ее вещественном составе и о составе расположенного ниже подкорového субстрата. Кора рассматривалась сложенной кислыми (сиалическими) породами, а для подстилающего ее субстрата предполагался базальтовый состав.

В начале 20-х годов, благодаря работам Р. Дэли, Дж. Джели и их единомышленников, получила распространение первая геологическая модель границы М — ее рассматривали как рубеж, отделяющий осадочно-гранитную кору от ее базальтовой постели. Эта модель просуществовала сравнительно недолго. Быстро накапливавшиеся сейсмические данные указывали на то, что скорости сейсмических волн ниже границы М достигают 8 км/с, тогда как в базальтах они ниже.

К началу 30-х годов большинство исследователей (Мохоровичич, Джефрис, Адамс, Гибсон, Вильямсон, Холмс) стали считать, что выше границы М распространены породы преимущественно базальтового состава (габбро, диорит, амфиболиты, гранулиты), а ниже нее — ультраосновные (пироксениты, дуниты, перидотиты и эклогиты). К началу 50-х годов эта же геологическая модель границы М (базальты вверх, гипербазиты вниз) была распространена и на океанические пространства с той лишь разницей, что там эта граница расположена много выше.

В последующие годы названная выше геологическая модель границы М продолжала существовать как одна из возможных. Однако наряду с ней обсуждались и другие. Новые взгляды на геологическую природу границы М касались как пород, залегающих выше этой границы, так и пород, расположенных ниже ее. В противовес широко распространенной точке зрения о том, что выше границы М расположены магматические породы основного состава, Ю. Н. Годиным и И. А. Резановым было выдвинуто представление о их метаморфической природе, т. е. о том, что выше границы М расположены метаморфические породы основного состава. Позже В. В. Белоусов назвал лежащий над границей М слой гранулито-базитовым.

Принципиально иной подход к расшифровке геологической природы границы М предложила С. В. Москалева в 1971 г. Опираясь на многолетние исследования ультраосновных пород Урала, она пришла к выводу о том, что граница М разделяет серпентинизированные гипербазиты (вверху) и несерпентинизированные (внизу). Первоначально такой вывод был сделан ею в отношении Урала. Она писала: «Геологические и геофизические исследования гипербазитов различных поясов Урала показывают, что эти породы уходят на значительные глубины, непосредственно соединяясь с подкоровым слоем. Несмотря на неперемное присутствие этих масс на глубине, сейсмическими данными они не фиксируются, наоборот, именно в областях их распространения отмечается уменьшение силы тяжести и понижение скорости упругих волн, а

также максимальное расстояние до границы М. Изложенное выше свидетельствует, что такие участки представляют, скорее всего, зоны дробления и разуплотнения гипербазитового вещества. Зная эту особенность, можно высказать предположение, что расстояние до поверхности Мохоровичича в зонах развития гипербазитовых поясов означает глубину их разуплотнения, т. е. дробления и обводнения (серпентинизации)». Далее она приходит к выводу о широком распространении этого явления: «Горизонт разуплотнения, скорее всего, слагает основание земной коры, представляя граничный слой между зоной неизменных гипербазитов перидотитового слоя, лежащих ниже поверхности Мохоровичича, и нижними горизонтами базальтового слоя» [20, с. 121—122].

Относительно пород, расположенных ниже границы М, также высказывались различные мнения. В 50—70-е годы наиболее активно обсуждались две гипотезы: эклогитовая и гипербазитовая. Впервые предположение о возможном эклогитовом составе пород, расположенных ниже границы М, высказал Джефрис в 1926 г. Он исходил из представлений о том, что ниже границы М расположены высокоплотные и высокоскоростные породы основного состава, состоящие главным образом из двух минералов — граната и моноклинного пироксена. Породы такого состава уже давно известны среди наиболее сильно метаморфизированных образований Земли.

Если верхняя часть мантии сразу под границей М состоит из эклогитов, тогда границу М можно представить как более высокую фазу изменения габбро. Глубина ее зависит от температуры и давления, в связи с чем она может увеличиваться или уменьшаться. Этим в простейшем случае можно объяснить процесс горообразования. Однако против эклогитовой теории есть возражения.

1. Рингвуд и др. (1966, 1970 гг.) показали, что надо предположить очень обширную переходную зону, где габбро должно перейти в эклогит. По сейсмическим данным переход кора — мантия не имеет столь мощную зону.

2. Хотя переход габбро — эклогит мог бы иметь место в некоторых районах континентов с мощной корой, теория не в состоянии объяснить малые глубины залегания границы М под океанами, где давление незначительно для фазовых переходов.

3. Неметаморфические изверженные породы, отобранные со дна моря, все относятся к категории базальта, габбро и перидотитов. Породы из глубинных разломов на континентах состоят главным образом из габбро и перидотитов (например, в «теле Иври» в Альпах). Следовательно, эклогит с его более высокой плотностью, чем у перидотитов, исключается из главных составляющих верхней мантии по причине изостазии. Из этих соображений делается вывод, что перидотит является конечным продуктом в переходной зоне кора — мантия, а границу М при этом можно считать химической границей.

С позиций этих предположений объясняется наличие сложных переходных зон, обнаруженных на границе М во многих районах

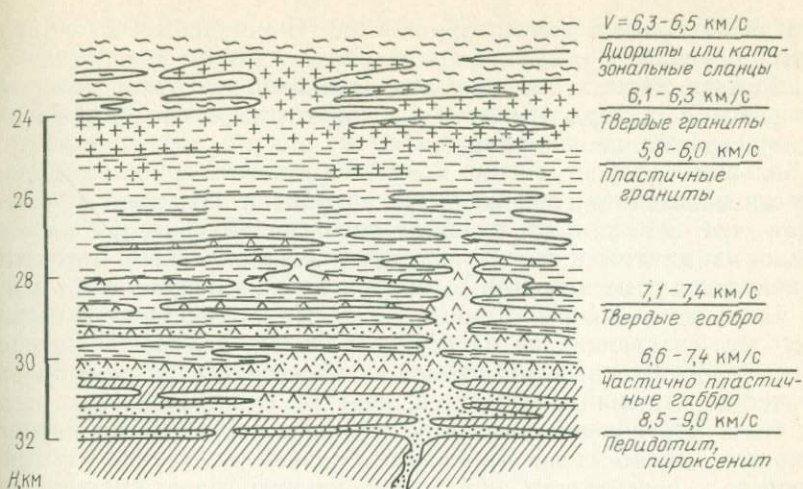


Рис. 2. Схематический разрез через переходную зону кора—мантия (по Р. Мейснеру)

континентов. В зонах с высокими температурными градиентами и большой мощностью гранитного слоя, например в молодых орогенических областях, точка плавления кристаллического материала может находиться на меньших глубинах. Это значит, что тонкий слой частично расплавленного материала здесь может существовать, особенно если присутствует некоторое количество воды. Даже компоненты габброидного материала могут быть вовлечены в процесс плавления. Так как имеется широкий переход, где твердая и жидкая фазы могут существовать вместе, то вокруг границы М может образоваться картина, подобная «сэндвичу» из различных фаз материалов (рис. 2). Ритмически устроенная серия частично расплавленного и твердого материала может объяснить анизотропию скоростей  $v_p^M$  и форму спектра волн от этой зоны. Более тяжелые габбро и некоторые ультраосновные материалы окажутся на подошве, образуя градиентную зону для упругих волн большой длины.

Для объяснения ступенеобразной зоны предлагается процесс многократного плавления кристаллической коры, который также приведет к переслаиванию вещества. В этом случае высокая температура не обязательно должна быть в данный момент. Возможно ее существование в какое-то время в прошлом. Этим можно объяснить переходную зону в горных системах и щитах. Например, в работе [45] сильная инверсионная зона над границей М в Альпах объясняется частичным плавлением пород в низах коры. Предположительные температурные градиенты  $20$  °С/км и температуры  $\sim 800$  °С могут существовать на глубине  $40$  км. Кислые и промежуточные материалы могут быть текучими, а при гра-

диентах 30 °С/км и температурах 1200 °С могут быть расплавленными и основные породы.

Гипотеза Хесса о том, что под океанами на границе М возможен переход от серпентинитов к перидотитам в последних публикациях серьезно не оспаривается.

Большое распространение получило объяснение границы М как области рассредоточения интрузий из мантии. Известно из физики Земли, что нижняя кора является зоной ослабления, и многие интрузии из мантии в форме частично расплавленных масс могут оканчиваться и растекаться в горизонтальном направлении в нижней части земной коры. Данные МОВ свидетельствуют о наличии здесь тел, создающих на записях отражения невысокой интенсивности, непротяженных, позволяющих построить в разрезе большое количество отдельных площадок, нередко оконтуривающих подобные тела. Это явление вполне возможно в тектонически активных регионах. Таково «тело Иври», где большое внедрение из мантии проникло к поверхности, образовав сильную гравитационную аномалию. Возможно, что низкоскоростной слой в низах коры явился связующим звеном между энергетическими условиями коры и мантии. Считается, что такие же условия могут возникнуть близ активных окраин континентов, в зонах океанических хребтов.

В некоторых районах континентов (Украина, Карпаты, Западная Европа) в разрезе земной коры обнаружена не одна граница М, а несколько. Учитывая многокомпонентный состав вещества Земли, способствующий появлению ряда границ, а также неполную обратимость физико-химических реакций, можно ожидать, что, образовавшись в определенный этап развития структуры, граница оставляет свой след навсегда. Изменение условий после образования границы может сгладить или подчеркнуть возникшую слоистость. Перемещаясь по мере развития структуры, граница М будет пересекать различные термодинамические уровни, а значит при этом должны образовываться и разные минералогические ассоциации. Метаморфизм же не ликвидирует возникшую слоистость, а делает ее даже рельефнее.

Для Днепровско-Донецкой впадины изучалась зависимость положения раздела М от границ осадочного чехла. Для этого использован метод многомерного корреляционного анализа данных сейсмических и геологических материалов. Показано, что изучение этих многомерных связей между поверхностями раздела внутри консолидированной коры и в ее подошве с мощностями структурных этажей осадочного слоя позволят сделать вывод о том, что каждой структурной поверхности осадочного чехла соответствует свое положение границ раздела земной коры и границы М.

Широко обсуждается природа границы М с точки зрения тектоники плит. При этом отмечается, что образование границы М происходит в рифтовых системах океанов и грабенах континентов. В них отсутствуют сильные волны от границы М, низкие граничные скорости  $v_p^M = 7,4-7,7$  км/с, отмечаются высокие тепловые потоки и т. д. Поскольку в указанных зонах идет образование

коры, то, возможно, и не должно образовываться сильных волн. У океанических хребтов кора океанов считается более молодой, граница М здесь не нарушена тектонической активностью. Ее нарушение появляется только на границах плит, где происходит затягивание коры. Отсюда и наблюдаемое сравнительно простое строение границы М в океанах.

В геологической и геофизической литературе высказаны различные взгляды о геологической природе границы М. Этот рубеж рассматривается как смена пород, различающихся по химическому и минеральному составу, степени обводненности, частичному плавлению пород.

## ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СМЕЩЕНИЯ ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА

### СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ВЕРОЯТНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЛИТОСФЕРЕ НИЖЕ ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА

При рассмотрении природы границы Мохоровичича (М) необходимо прежде всего иметь достаточно ясное представление о строении и характере процессов в расположенной ниже верхней мантии. В последние годы получены новые данные, заставляющие существенным образом пересмотреть сложившиеся взгляды о повсеместном существовании в мантии астеносферного слоя и о якобы имеющихся коренных различиях в строении мантии под континентами, с одной стороны, и под океанами, — с другой. Остановимся сначала на результатах изучения верхней мантии сейсмическими методами.

### Неоднородность строения верхнего слоя мантии по данным глубинного сейсмического зондирования

Наиболее детальные исследования верхней мантии на глубину 20—80 км ниже границы М выполнены методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) на территории СССР. Верхняя мантия под Балтийским щитом характеризуется в среднем более высокими значениями скоростей, чем палеозойды Западной Европы. Под Русской плитой (Московская синеклиза) на глубине 10—20 км ниже границы М на профиле ГСЗ обнаружен маломощный (12—18 км) волновод, где скорость на 0,2 км/с ниже, чем в его кровле. В северной части того же сейсмического профиля (Печорская синеклиза) волновод отсутствует [26].

Столь же маломощный (10—12 км) волновод обнаружен под Туранской плитой к северу от Копетдага. Он залегает на глубине 20 км ниже границы М, а скорость в нем падает на 0,2 км/с. Есть волновод в западных районах Западно-Сибирской плиты. Под Уральскими горами волновода в мантии нет — на границе М скорости несколько понижены (до 7,9—8,0 км/с), но на глубинах 55—70 км происходит их быстрое увеличение до 8,5—8,7 км/с. По Уральскому профилю мантия под Восточно-Европейской платформой характеризуется более высокими значениями (на 0,2—0,4 км/с) скорости 8,4—8,3 км/с против 8,1—8,2 км/с под Западно-Сибирской плитой [26].

В Черноморской впадине происходит значительное возрастание скорости (от 8,0—8,2 км/с на границе М до 8,6—8,7 км/с на глубине 30—35 км) и имеются сравнительно мелкомасштабные гори-

зонтальные скоростные неоднородности, линейные размеры которых измеряются десятками километров.

Интересный разрез верхов мантии обнаружен под заполненной мощными толщами осадков Прикаспийской впадиной, где на 20 км ниже границы М фиксирован тонкий волновод. Слой мантии, расположенный между границей М и этим волноводом, характеризуется резкими колебаниями скорости распространения упругих волн (от 8,2 до 8,7 км/с). Локальная зона максимальных значений скорости (8,5—8,7 км/с) совпадает в плане с известным Аралсорским гравитационным максимумом. Обращено внимание, что во многих случаях под впадинами платформенного типа (Прикаспийской, Чу-Сарысуйской, Московской, Ашхабадской) и Предуральским прогибом верхняя мантия характеризуется в среднем повышенными значениями скорости упругих волн.

Менее детальным исследованием (путем изучения воли землетрясений) аналогичная картина обнаружена и под другими равнинно-платформенными территориями. Слой небольшой мощности (10—25 км) в самых верхах мантии с падением скорости на 0,3—0,5 км/с фиксированы на Балтийском щите, в пределах Баренцевоморской плиты, в западных районах Западно-Сибирской плиты. Однако во многих других районах Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ, а также эпигерцинской Скифской плиты волноводы в верхней мантии отсутствуют. Наиболее существенные изменения в строении мантии равнинных территорий приурочены к границам крупных геологических структур, например Восточно-Европейской (где скорости выше) и Сибирской платформ. Неоднородности в верхних 10—40 км мантии равнинно-платформенных областей коррелируются с крупными геологическими структурами, сформировавшимися задолго до неотектонического этапа.

### О строении более глубоких горизонтов верхней мантии

Обратимся к анализу неоднородностей в верхней мантии на вертикальных разрезах, построенных методами сейсмологии.

К настоящему времени известно несколько десятков сейсмических разрезов верхней мантии Земли на глубину до 150—250 км ниже границы М. Большинство этих разрезов показывает изменение скорости продольных волн. Заметим, что полученный вертикальный разрез мантии не всегда можно привязать к отдельной тектонической зоне (геосинклинальному прогибу, грабену, антиклинорию, хребту), поскольку дается осредненная характеристика мантии для площади размером до 1000 км. На такой площади может быть расположено несколько различных тектонических зон. При выяснении связи неоднородностей мантии с тектонической мы можем сопоставлять имеющиеся сейсмические разрезы лишь с крупнейшими тектоническими элементами — платформами, океаническими плитами, складчатыми поясами разного возраста, горными поясами неотектонической активизации, срединно-океаническими хребтами.

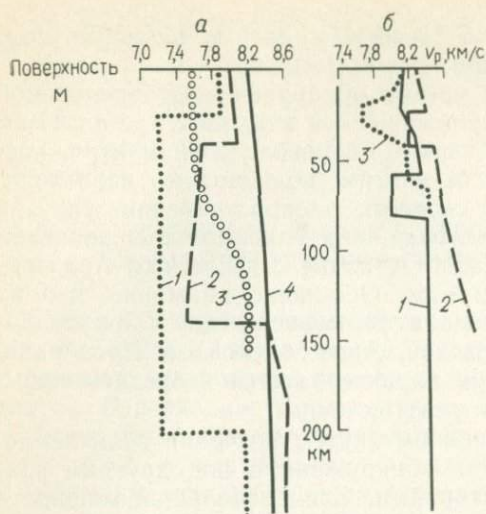


Рис. 3. Вертикальные разрезы верхней мантии:

*а* — Тихоокеанский складчатый пояс: 1 — Береговые хребты Кордильер, 2 — Скалистые горы, 3 — Восточная Камчатка, 4 — один из разрезов Канадского щита, как пример мантии без волновода; *б* — платформенные территории: 1 — Канадский щит, 2 — Московская синеклиза, Восточно-Европейская платформа; 3 — Центрально-Французский массив

рость начинает возрастать и на глубине 200 км оказывается примерно такой же, как и под Канадским щитом. В более западных районах (провинция Бассейнов и Хребтов) и под горными хребтами Кордильер кривая изменения скорости с глубиной иная: от значений 8,0 км/с и менее на границе М проходит дальнейшее понижение скорости до 7,5—7,6 км/с, затем скорость возрастает и на глубине 120 км становится такой же, как и под Канадским щитом. В пределах Берегового хребта Кордильер мантия отличается большой мощностью волновода (до 190 км) и резким снижением в нем скорости (до 7,2 км/с). Таким образом, под Северо-Американским континентом выделяются три типа верхней мантии: 1) мантия без волновода — Канадский щит; 2) области с волноводом — Скалистые горы, Восточные и Центральные Кордильеры; 3) зона Берегового хребта, где волновод в мантии выражен резко, а мощность его огромна.

Под Камчатским полуостровом развита континентальная кора толщиной 30 км. Скорости ниже границы М пониженные. Особенно низки скорости в зоне шириной 50—90 км, где расположены современные камчатские вулканы (7,3—7,6 км/с). В более глубоких слоях мантии скорость продольных сейсмических волн изменяется следующим образом. Под Восточной Камчаткой с глубиной скорость в мантии сначала остается постоянной (7,6 км/с), а затем на глубинах 60—70 км (на 30—40 км ниже границы М) постепенно возрастает. Вследствие низких значений скорости на гра-

Рассмотрим строение верхней мантии горных поясов. В пределах Тихоокеанского пояса исследованы два участка: североамериканские Кордильеры и Курило-Камчатская зона. Проследим изменения в строении мантии с востока на запад под Северной Америкой (рис. 3). Под Канадским щитом волновод в мантии отсутствует. Скорость на границе М в среднем имеет значение 8,2 км/с и в глубь мантии постепенно увеличивается, достигая на глубине 200 км 8,4—8,5 км/с. Под плато Колорадо скорость на границе М понижена до 7,8 км/с, и эти значения сохраняются до глубин 100—120 км. Затем ско-

нице М волновод в верхней мантии здесь четко не фиксируется. Однако о его существовании в этой части Тихоокеанского пояса свидетельствуют данные по строению мантии под Южным Сахалином и прилегающими к нему районами. Скорость в мантии Земли падает с 8,0 км/с на границе М до 7,4—7,7 км/с на глубине 70 км, а затем возрастает до 8,0—8,3 км/с. На глубинах 150—200 км имеет место очень слабо выраженное снижение скорости сейсмических волн. Между Курило-Камчатской островной дугой и океаном расположена фокальная зона с наиболее высокими значениями скоростей в мантии.

Если сравнить строение верхней мантии под Кордильерами Северной Америки и Восточной Камчаткой, то картина сходная: если скорость на границе М менее 7,8 км/с — волновод в мантии «не заметен», если скорость выше — он проявляется отчетливее. Под Восточной Камчаткой скорости на границе М еще ниже, чем под Кордильерами, а волновод в мантии расположен на меньших глубинах. Оба эти отличия, вероятно, связаны с необычайно высокой вулканической активностью восточной части Камчатского полуострова. В азиатской части пояса не обнаружено столь мощного волновода, как под Береговым хребтом Кордильер.

В пределах западной части Средиземноморско-Гималайского пояса строение мантии изучено под большинством горных хребтов. Под Пиренеями обнаружен волновод на глубинах 120—200 км. Под Альпами выделено два слоя с пониженными скоростями: первый в интервале 70—100 км, второй — 130—180 км. В горах Юго-Восточной Европы, а также в Восточных Карпатах (горы Вранча) зона пониженных скоростей залегает на глубине 100—150 км. В Динаридах кровля волновода поднимается до 85 км. В то же время под Кавказом астеносферный слой не обнаружен.

В Памиро-Гиндукушском районе обнаружен волновод на глубинах 100—120 км. Для восточной части пояса известно, что под Гималаями фиксирован волновод в интервале глубин 100—150 км. Можно заключить, что строение мантии Средиземноморско-Гималайского пояса в общих чертах не отличается от Тихоокеанского.

В Азиатском горном поясе детально исследован отрезок от Памира до Прибайкалья. По профилю Памир — Байкал обнаружены две зоны с пониженными скоростями (7,8—7,9 км/с) на глубинах 100—200 км. Одна из них расположена под Памиром и по направлению к Тянь-Шаню постепенно выклинивается. Вторая начинается под Саянами, но наиболее резко выражена в районе оз. Байкал, где скорость снижается до 7,9 км/с.

Таким образом, во всех трех рассмотренных горных поясах устанавливаются одни и те же особенности строения мантии. Они выражаются в том, что в верхних 100—150 км ниже границы М существуют слои с пониженными скоростями в виде линз толщиной 50—100 км. Их поперечные размеры, если судить по Азиатскому поясу, достигают 500—1000 км. Два рассмотренных горных пояса (Тихоокеанский и Средиземноморско-Гималайский) древние, возникшие в рифее и развивавшиеся в качестве геосинкли-

нальных систем в фанерозое. Сходство строения верхней мантии под горными поясами с разной предысторией указывает на то, что эти неоднородности в мантии связаны с интенсивными поднятиями на последнем (неотектоническом) этапе.

Для количественной оценки, позволяющей одновременно оценить толщину слоя и величину снижения скорости, воспользуемся понятием «емкость волновода». Под этим термином понимается произведение величины снижения скорости на объем, в пределах которого скорость понижена. Размерность емкости волновода — км<sup>4</sup>/с (объем, умноженный на скорость). Если эта величина определяется в плоскости (по сейсмическому профилю), то размерность км<sup>3</sup>/с, если только по вертикальной линии, — км<sup>2</sup>/м. Сравним емкость волновода по вертикали (табл. 3).

Как видно из табл. 3, емкость волновода под горными поясами в 10 и более раз больше, чем волноводов под платформами. Если взять крайний случай — Береговой хребет Кордильер, — то различие с платформенными территориями почти в 50 раз. Это еще раз подчеркивает, что мы имеем дело с явлениями разного масштаба и, быть может, разной природы.

Таблица 3

Размеры и емкость волноводов в верхней мантии под различными тектоническими зонами

| Район исследования       | Расстояние от кровли волновода до границы М  | Толщина, км | Снижение скорости, км/с | Емкость, км <sup>2</sup> /с |
|--------------------------|--|-------------|-------------------------|-----------------------------|
| Платформенные территории | Воронежский массив, восток Туранской плиты, Чу-Сарысуйская впадина, Скифская плита, Балахшская впадина | 0           |                         | 0                           |
|                          | Балтийский щит   | 10          | 0—10                    | 0,4                         |
|                          | Московская синеклиза   | 20          | 20                      | 0,2                         |
|                          | Предуральский прогиб   | 10          | 10                      | 0,4                         |
|                          | Северо-запад Казахстана  | 10          | 10                      | 0,4                         |
|                          | Туранская плита  | 20          | 10—15                   | 0,2—0,3                     |
|                          | Северная и Центральная Европа  | 20          | 20—30                   | 0,2—0,3                     |
| Горно-складчатые пояса   | Памир  | 70          | 120                     | 0,3                         |
|                          | Прибайкалье  | 50          | 180                     | 0,3                         |
|                          | Южный Сахалин  | 70          | 80                      | 0,4                         |
|                          | Скальные горы  | 40          | 80                      | 0,5                         |
|                          | Береговые хребты Кордильер   | 30          | 180                     | 0,8                         |

Сопоставление неоднородностей в верхней мантии, выявленных сейсмическими методами, с тектоническим строением земной поверхности показывает, что существуют две группы неоднородностей — реликтовые и новообразованные. В верхнем слое мантии, толщина которого 10—30 км, практически повсеместно существуют реликтовые неоднородности. Их горизонтальные размеры измеряются сотнями километров, а вертикальные — десятками километров. Эти неоднородности фиксируются тремя признаками: 1) изменением значений скорости вдоль границы М; 2) слоями и линзами пониженных скоростей на протяженных профилях ГСЗ; 3) колебаниями скорости пробега волны между станциями (по методу Л. П. Винника).

Реликтовые неоднородности более надежно выделяются в пределах платформенных областей, где они не затушеваны наложенными на них более мощными новообразованными неоднородностями. Однако несомненно, что реликтовые неоднородности есть в мантии и под горными поясами. Доказательством этому, помимо данных Л. П. Винника [4], служит отсутствие каких-либо четких закономерностей между горным рельефом и величиной граничной скорости. Так, под высокогорной частью Кавказа зарегистрированы как повышенные скорости (8,2—8,4 км/с), так и скорости низкие (8,0 км/с). В восточной части Тянь-Шаня преобладают значения ниже нормы (7,6—7,8 км/с), а в высокогорных районах Западного Тянь-Шаня — средние (8,1—8,2 км/с). Аномально высокие (8,3—8,4 км/с) скорости на границе М зарегистрированы под Ферганской впадиной. Однако было бы поспешным связывать это с ее образованием. Более вероятно, что эти высокие значения обусловлены древним структурным планом — наличием под впадиной древнего срединного массива. Обратим внимание, что не все межгорные впадины характеризуются повышенной скоростью на границе М. В Куринской впадине, разделяющей хребты Большого и Малого Кавказа, скорости низкие (8,0 км/с).

Новообразованные неоднородности, непосредственно связанные с современными тектоническими процессами, — это мощные (60—200 км) слои с пониженными скоростями под всеми горноскладчатыми поясами. Толщина таких волноводов, их число и протяженность изменяются в пределах горного пояса. На примере Саяно-Байкальского района видно, что такие неоднородности совпадают по площади с территориями, занятыми горным рельефом, что позволяет связывать их причинно. Дополнительную информацию о новообразованных неоднородностях в мантии дает оконтуривание зон повышенного поглощения, которые нередко фиксируются там, где мощные слои пониженных скоростей приближены к границе М. Под равнинно-платформенными территориями новообразованные неоднородности не обнаружены.

Слой пониженной скорости (волноводы) в верхней мантии континентов разделяются на два типа: а) волноводы в верхах мантии (не глубже 80—100 км от дневной поверхности) относительно небольшой мощности (10—20 км); б) мощные (60—150 км)

слои пониженных скоростей на глубинах более 100 км. Первые отчетливо фиксированы под платформами. Они связаны с относительно молодыми процессами, происходящими под горными поясами Земли. Они коррелируются с тремя наиболее активными процессами в жизни планеты: вулканизмом, горообразованием и формированием глубоких впадин с утоненной корой. Возникновение их логичнее объяснять состоянием мантийного вещества — скорее всего его частичным плавлением.

Обратимся к строению верхней мантии океанов. Она изучена значительно слабее, чем под континентами. В пределах островных дуг и глубоководных желобов строение верхней мантии такое же, как и на окраине Тихоокеанского горного пояса (зона Берегового хребта Кордильер, Восточная Камчатка). По объемным волнам в краевых частях Тихого океана зона пониженных скоростей в верхней мантии часто начинается непосредственно от подошвы земной коры и прослеживается до глубины не менее 150—200 км.

Во внутренних районах океанов значения граничных скоростей на границе М (см. гл. 4) меняются в еще больших пределах, чем под континентами (от 7,2—7,6 до 8,6—8,8 км/с). Это свидетельствует о наличии значительных горизонтальных неоднородностей, однако их пространственное положение выявлено далеко не всегда. Можно лишь отметить, что срединно-океанические хребты чаще

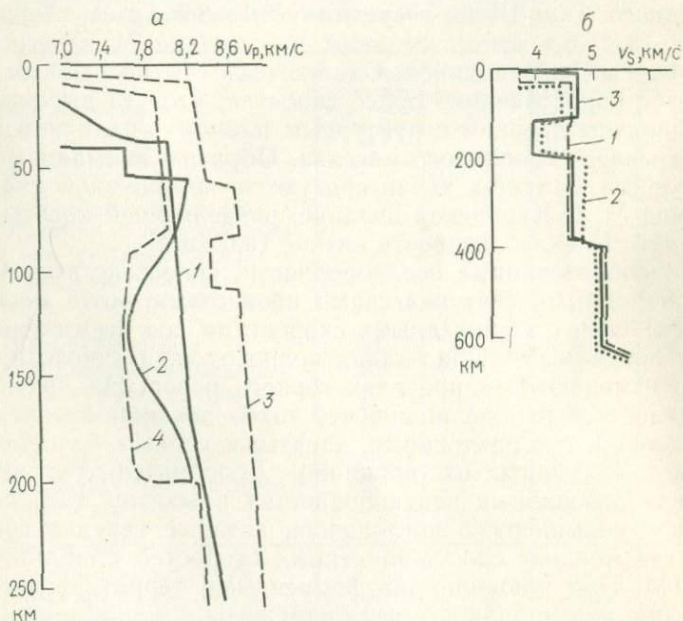


Рис. 4. Сейсмические разрезы коры и верхней мантии континентов и океанов: а — разрезы по продольным волнам: 1 — Восточно-Европейская платформа, 2 — Байкальская горная область, 3 — запад Тихого океана, 4 — Японское море; б — разрезы по поперечным волнам (построены по данным поверхностных волн): 1 — щиты континентов, 2 — тектонически активные районы континентов, 3 — океаны (срединно-океанические хребты)

характеризуются пониженными значениями скорости, а под океаническими котловинами скорость повышена. Так, в западной части Тихого океана, по данным сейсмологии, скорости в верхней мантии очень высокие (8,8—8,9 км/с). На глубине более 100 км обнаружен слабо выраженный волновод мощностью не более 40—45 км. Однако скорости и в нем аномально высокие (8,6 км/с), что не идет ни в какое сравнение с волноводами в мантии горно-складчатых поясов. Мы должны констатировать, что под этой частью глубоководной котловины волновод в мантии фактически отсутствует (рис. 4, а).

По поверхностным волнам от землетрясений скоростные модели верхней мантии под океанами составлены в ограниченном количестве. Поскольку землетрясения в океанах известны лишь в пределах срединно-океанических хребтов, то полученные разрезы иллюстрируют строение мантии под ними (рис. 4, б). По поперечным волнам обнаружен слой с пониженной скоростью, глубина залегания, скоростные параметры и мощность которого сильно варьируют. В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (близ Калифорнии) скорость поперечных волн в этом канале понижается от 4,4—4,8 до 3,5—4,1. Под срединно-океаническими хребтами мантия построена примерно так же, как и под складчатыми поясами, захваченными горообразовательными движениями.

### Три типа верхней мантии Земли и влияние каждого из них на движение земной коры

Сравнивая имеющиеся данные о строении верхней мантии континентов и океанов, можно заметить между ними определенное сходство. Мантия океанических котловин обладает значительным сходством с мантией платформ — отсутствуют мощные слои с пониженными скоростями. Средние значения скорости в океанической мантии еще выше, чем под платформами. Мантия горных поясов континентов и срединно-океанических хребтов океанов характеризуется более низкими значениями скорости и наличием мощных (60—150 км) слоев пониженных скоростей, которые, однако, непоследовательны.

Если оставить в стороне реликтовые неоднородности, которые сейчас изостатически уравновешены и к современным процессам, по-видимому, не имеют прямого отношения, то можно выделить три типа современной мантии Земли: 1) мантия платформенных территорий и океанических котловин; 2) мантия горных поясов и срединно-океанических хребтов; 3) мантия современных геосинклиналей.

Мантия равнинно-платформенных территорий и, судя по ограниченному числу данных, мантия обширных океанических котловин характеризуется сейчас отсутствием мощных волнопроводов. Это, если можно так выразиться, стабильный тип мантии. Однако необходимо помнить, что такая относительная стабильность — это явление временное. В прежние геологические эпохи, когда некото-

рые платформенные территории и многие океанические котловины были аренами мощного базальтового магматизма, мантия их обладала иным строением. Вероятно, в ней располагались обширные зоны плавления, служившие источником траппового магматизма. Затем эти зоны частичного плавления мантии прекратили свое существование.

Мантия горных поясов континентов и срединно-океанических хребтов океанов была подробно охарактеризована выше. Ей свойственны мощные (до 100 км) волноводы, распространенные, однако, не под всем поясом, а только под некоторыми, по-видимому, наиболее активно развивающимися сейчас его участками.

Геосинклинальный тип мантии можно видеть под океаническими желобами. Глубоководным океаническим желобам свойственны необычайно крупные плиоцен-четвертичные погружения, не компенсирующиеся осадконакоплением, и крупные отрицательные изостатические аномалии. Прилежащие к ним островные дуги служат зонами поднятий, интенсивной магматической деятельности и высокой сейсмичности. Своеобразно строение мантии под этими аномальными структурами. Под океаническим желобом расположена уходящая на глубину 300 км и более фокальная зона, обладающая в среднем повышенными на 0,4—0,5 км/с значениями скорости по отношению к областям, примыкающим со стороны континента и океана. Наиболее полно она изучена под Курило-Камчатским желобом. Повышенные скорости в мантии установлены также под Алеутским, Тонго-Кермандек (к северо-востоку от Новой Зеландии) и другими глубоководными желобами. Под островной дугой скорости в мантии в среднем пониженные. Волновод выражен хорошо. Аномально (в 5—10 раз) увеличено поглощение сейсмических волн. Перечисленные особенности строения верхней мантии, неизвестные в столь четком виде в пределах других зон земного шара, возникли, очевидно, одновременно с образованием контрастной пары дуга — желоб.

Рассмотрим, какое отражение в процессах, происходящих в земной коре, вызывают аномальные зоны, существующие в мантии Земли. Ограничимся двумя примерами: 1) районом Прибайкалья и 2) Курильско-Камчатской дугой. Первый из этих примеров характеризует нам тип мантии с мощным волноводом, второй — тип мантии с уходящей наклонно на глубину высокоскоростной фокальной зоной.

Аномальная зона в верхней мантии Прибайкалья изучена сейчас лучше, чем где бы то ни было. Она фиксирована специальным сейсмологическим профилем Памир — Байкал и о контуре по материалам региональной сейсмической сети. Мощность слоя с пониженной скоростью оценивается не менее чем в 100 км, а его кровля расположена на глубине 50—100 км.

Влияние слоя с аномальной мантией проявилось: а) в излиянии мантийных лав на земную поверхность и б) в формировании обширных неотектонических сводов, общий контур которых при-

мерно совпадает с площадью, на которой фиксирована аномальная мантия.

В Прибайкалье проявления молодого магматизма известны в трех местах: во-первых, к юго-западу от Байкала — в хребте Хамар-Дабан и в районе Тункинской впадины, где излияния базальтовых лав происходили в олигоцене-миоцена и начале плиоцена; во-вторых, миоценовые излияния базальтовой магмы в южной части Витимского плато; в третьих — в верховьях р. Калар. Наиболее ранние проявления базальтового магматизма произошли в Хамар-Дабане. Они начались в олигоцене, продолжались в миоцене и начале плиоцена. В миоцене — начале плиоцена в условиях равнинного рельефа произошли массовые излияния на Витимском плоскогорье, в Джидинском, Окинском вулканических районах. После длительного перерыва вулканическая деятельность проявилась в Каларском районе (хр. Удокан), а также в более южных горных областях уже на территории Монголии.

Если говорить о связи базальтового магматизма Прибайкалья с какими-либо особенностями его глубиной структуры, то единственное, что представляется более или менее вероятным — это пространственное совпадение полей базальтов и зон относительных минимумов силы тяжести. Как показал Ю. А. Зорин, Тункинское, Витимское и Каларское базальтовые поля более или менее тяготеют к относительным минимумам силы тяжести. Это обстоятельство указывает на то, что базальтовые поля расположены над теми участками мантии, где она наиболее разуплотнена и, вероятно, находится в частично расплавленном состоянии. Что же касается магмопроводящих разломов, то, по мнению Г. А. Головки, А. И. Киселева, М. Е. Медведева, в разных районах Байкальской рифтовой зоны это могли быть разломы различной ориентировки.

Изучение вещественного состава вулканитов показало, что во всех вулканических районах Прибайкалья и за его пределами излившиеся базальты имеют широкий непрерывный спектр химических составов от сильно щелочных до толеитовых. Колебание количества щелочей не приурочено к какому-либо определенному периоду вулканической активности — оно происходило в течение всей истории вулканизма. Все же преобладающими являются щелочные лавы.

В базальтах широко распространены включения глубинных ультраосновных пород, по которым удается определить вероятный вещественный состав мантии и термодинамические условия глубинного магмообразования. А. И. Киселев считает, что верхняя мантия Прибайкалья состоит из шпинелевых лерцолитов с линзами пироксенитов, подстилаемая ниже 70 км от границы Мохорвичича гранатовыми лерцолитами. В соответствии с данными эксперимента эти породы можно считать исходным материалом при образовании в мантии базальтовых расплавов. Он также считает, что базальтовая магма образовалась за счет частичного плавления обогащенных глиноземом шпинелевых лерцолитов с участием

флюидной фазы на глубине не более 80—100 км от земной поверхности.

Участки проявления молодого вулканизма рассматриваемого региона достаточно хорошо совпадают с намеченной по сейсмическим данным В. А. Рогожиной областью разуплотненной мантии, что позволяет эти два явления причинно связывать.

Итак, мы можем констатировать, что молодой базальтовый вулканизм Прибайкалья пространственно связан с той областью, где в верхней мантии установлена зона разуплотнения. Более того, отдельные лавовые поля тяготеют к участкам с относительным дефицитом плотности мантии, т. е. с теми местами, где процесс разуплотнения достигал максимума. Базальтовый расплав формировался за счет частичного плавления ультраосновных пород мантии. Магмообразование непосредственно не связано с процессом формирования Байкальской и других аналогичных ей впадин.

Глубинное строение Прибайкалья показательно в том отношении, что может служить примером, когда существующий в мантии мощный очаг частичного плавления в очень слабой степени проявил себя на поверхности (три небольших маломощных участка базальтовых излияний за 50 млн. лет). Влияние аномальной мантии сказалось в формировании сводообразных поднятий, выраженных в рельефе.

Рассмотрим теперь, вследствие каких причин возникла такая особенность глубинного строения Прибайкалья, как наличие под границей М 8—17-километрового слоя со скоростями несколько меньшими, чем обычно там бывают. Относительно тонкий слой пониженных скоростей, обнаруженный под границей М, рассматривается нами как новообразованный, совпадающий по времени с эпохой горообразования. Об этом свидетельствует приблизительное совмещение контуров этого слоя и Байкальской горной области. Возникает вопрос, является ли этот слой причиной или же следствием горообразования. Иными словами связаны ли рост гор с этим слоем или же, наоборот, формирование Байкальской горной страны вызвало снижение скорости в тонком слое под границей?

При решении этого вопроса, прежде всего необходимо иметь в виду, что в мантии Прибайкалья обнаружен значительно более толстый слой пониженных скоростей и, следовательно, энергетически более мощный. Его современная активность подтверждается вулканической деятельностью. Тонкий (8—17 км) слой под границей М в сравнении с нижележащим мощным волноводом не может играть ведущей роли в горообразовании. Этот вывод становится окончательным, если мы обратим внимание на термодинамические условия, существующие в этом тонком слое. Гидростатическое давление там составляет  $10\text{--}15 \cdot 10^8$  Па, а температура 300—400 °С. Заметим, что более высокая температура (800 °С) на границе М, рассчитанная по величине теплового потока в районе Байкала, характерна лишь для узко локальных зон, и эти цифры нельзя распространять на всю территорию Прибайкалья.

При названных температуре и давлении в слое под границей М не может начаться хотя бы частичное плавление мантийных пород. Таким образом, этот слой не является магмогенерирующим, и мы вообще не имеем каких-либо свидетельств активного воздействия этого слоя на характер тектонических процессов на дневной поверхности.

Напротив, есть основания рассматривать этот слой всего лишь как следствие горообразования. Общее поднятие всей литосферы Прибайкалья, расположенной над мощным мантийным волноводом, должно было нарушить длительно сохранявшееся соотношение между ее различными слоями. Как отмечалось выше, неотектоническое поднятие не сопровождалось какими-либо заметными изменениями в структуре и в мощности земной коры Прибайкалья, но поднятие литосферы привело к тому, что и кровля мантии оказалась приподнятой на 1000—1500 м, и верхи мантии попали в термодинамические условия, ранее им не свойственные. В этом случае, следует ожидать процесс, направленный на то, чтобы снять возникшее нарушение. Он проявился в очень незначительном по величине разуплотнении верхнего слоя мантии. Сейчас трудно сказать, какой конкретный петрологический процесс мог привести к некоторому снижению скорости в верхнем слое мантии. Возможно это был процесс гидратации минералов мантии, но проходящий при более высоких температурах, чем серпентинизация. Так, например, это мог быть процесс образования амфиболов по пироксену или оливину.

Этот процесс также можно рассматривать как реализацию Архимедова равновесия при развитии по первому типу, т. е. путем утяжеления коры снизу за счет мантийного вещества в ответ на направленность ведущего процесса — общего поднятия коры (см. следующий раздел).

Рассмотрим теперь вероятные геологические процессы в Курило-Камчатском глубоководном желобе, ограниченном с запада вулканической грядой. Этот тип структур характеризуется особым строением мантии — наличием фокальной зоны, которой свойственны повышенные скорости сейсмических волн. Характерной особенностью зоны, расположенной на границе между глубоководным желобом и океанической грядой, являются крупные отрицательные изостатические аномалии силы тяжести, указывающие на то, что в этой зоне происходит погружение, «засасывание» материала коры в мантию Земли. В чем причина такого процесса? Сторонники концепции тектоники плит считают, что здесь происходит опускание в мантию горизонтально придвигающихся сюда литосферных плит. Значительно проще объяснить протекающие здесь процессы, не прибегая к гипотезе мобилизма.

Зона глубинного разлома является каналом, по которому постоянно осуществляется процесс дегазации земной мантии, сопровождающийся эпизодическими излияниями лав. Этот процесс приводит к снижению давления в зоне разлома по сравнению с участками мантии, обрамляющими эту зону. Постоянно формирую-

щаяся зона пониженного давления в мантии выполняет функцию естественного «насоса», который затягивает вещество со всех сторон, в том числе и сверху. В результате в зоне разлома вещество мантии и вышележащей коры постепенно «засасывается» вниз. Погружаясь и попадая в условия более высокого литостатического давления, материал коры уплотняется. Вероятнее всего происходит процесс его эклогитизации. Опускание отдельных блоков вещества происходит не равномерно, а отдельными импульсами, что проявляется в виде землетрясений. В результате в мантии формируется фокальная зона, характеризующаяся повышенными значениями скорости. Там, где эта зона выходит на земную поверхность, наблюдаются крупные отрицательные изостатические аномалии.

Итак, мы видим, что оба аномальных типа мантии находят четкое отражение в современных процессах в земной коре и на поверхности планеты. Возникновение в мантии мощных слоев с пониженными скоростями связано с ее разуплотнением, вызванным частичным плавлением. Такие зоны разуплотнения проявляются на земной поверхности в виде сводовых поднятий. Разуплотнение мантии является причиной положительных антиизостатических движений — мантия как бы «поднимает» лежащую на ней земную кору.

Дегазация и извержение лав вдоль зон активных глубинных разломов приводит к опусканию вещества в зоне этих разломов и его последующему уплотнению. На поверхности это выражается в образовании линейных зон опусканий, в которых идет активное погружение земной коры. Опускание материала в мантию и его последующее уплотнение является причиной отрицательных антиизостатических движений.

Дальше будет дано определение двух различных типов развития земной коры. Один из этих типов развития — это активное перемещение вещества мантии вверх и вниз, нарушающее изостазию. Причина этих антиизостатических движений — процессы в рассмотренных выше двух типах аномальной мантии.

### **Об астеносферном слое и природе гляциоизостазии**

Согласно современным представлениям гляциоизостазия объясняется существованием в мантии Земли на глубинах 100—200 км специфического слоя, характеризующегося пониженной вязкостью. Напомним, что представление об астеносфере базируется на: 1) расчетах вязкости мантии, основанных на скорости послеледникового поднятия Балтийского и Канадского щитов; 2) сейсмических данных, свидетельствовавших о существовании на глубинах 100—200 км слоя с пониженными значениями скорости продольных и поперечных волн. Совпадение этих двух групп независимо от полученных данных укрепило уверенность в том, что астеносферный слой — это реальность.

Первоначально представление об астеносфере возникло для объяснения перетекания подкорового материала при изостатическом выравнивании земной коры. Таким образом, понятие об астеносфере в известной степени — это следствие разработки гипотезы изостазии. Термин астеносфера предложен в 1914 г. Барре-лем. Он утверждал, что под всей земной корой существует некоторая зона, в которой происходит изостатическое движение вещества в горизонтальном направлении. Б. Виллис, соглашаясь с мнением Барреля, полагал, что такие горизонтальные движения осуществляются под земной корой. Этих же представлений придерживался В. Боуи и многие другие геофизики. Баррель считал, что постулируемая им толщина астеносферы в несколько раз превышает мощность земной коры. Боуи и многие другие геодезисты оценивали глубину компенсации литосферных блоков в 96 км. Предполагалось, что горизонтальное движение вещества, связанное с установлением изостазии, происходит ниже глубины компенсации.

Следующим шагом к обоснованию представления об астеносфере было использование механизма изостазии для объяснения послеледникового поднятия Балтийского щита. Ф. Нансен в 1922 г., анализируя геологические и геоморфологические данные Скандинавии, пришел к выводу о том, что земная кора прогнулась под действием тяжести льда и снова восстановилась, когда лед растаял. Неоднократно делались попытки оценить вязкость астеносферы, основываясь на скорости послеледникового поднятия Балтийского и Канадского щитов. Величина вязкости оценивалась в  $10^{19}$ — $10^{22}$  пуаз.

Новые данные об астеносфере дала сейсмология. В 1926 г. Б. Гутенберг, исследуя волны от землетрясений, обнаружил, что с удалением от эпицентра амплитуды колебаний сначала уменьшаются, а на некотором расстоянии внезапно возрастают почти в 100 раз. Он пришел к выводу, что на глубине около 70 км существует особый слой, в котором скорости продольных волн слабо уменьшены. Эти представления были поддержаны рядом других сейсмологов (П. Калон, Ф. Пресс, М. Юинг и др.), однако они встретили возражение со стороны Г. Джефриса, который в 1952 г. полагал, что нет оснований пересматривать сложившиеся представления об неуклонном увеличении скорости с глубиной.

Дискуссия между сейсмологами разрешилась лишь в 70-е годы, когда было установлено, что мощные (50—80 км) зоны пониженных скоростей в верхней мантии расположены не повсеместно, а главным образом в пределах тектонически подвижных горных поясов (Средиземноморье, Центральная Азия и т. д.). К числу таких поясов относится и Тихоокеанский горный пояс, проходящий через Калифорнию, на материале которой строил свои работы Б. Гутенберг. В пределах же равнинно-платформенных территорий мощные слои с пониженными скоростями в мантии не обнаружены. Таким образом, если опираться на современные сейсмические данные, астеносферы как глобального слоя с пониженными

скоростями в Земле нет. Причем этого аномального слоя как раз нет под теми областями (Балтийский, Канадский щиты), по величине скорости поднятия которых производились вычисления вязкости в астеносфере.

Однако в те же 70-е годы текущего столетия представление об астеносфере получило широкое распространение при построении разного рода геотектонических гипотез. Астеносфера как слой с пониженной вязкостью является основой в концепции тектоники плит. Предполагается, что литосферные плиты перемещаются, скользя по этому слою. Столь же широко привлекается представление об астеносфере и сторонниками некоторых фиксистских концепций.

Рассмотрим аргументы, свидетельствующие против существования в мантии Земли астеносферного слоя. Отсутствие мощных волноводов в мантии под стабильными щитами и, в первую очередь под Балтийским щитом, уже само по себе ставит под сомнение существование астеносферы. Ведь именно на данных о поднятии Балтийского щита возникло представление о наличии в мантии слоя с пониженной вязкостью.

Поскольку слой с пониженной скоростью в мантии под щитами не обнаружен, остается лишь второй аргумент — пониженная вязкость, вычисленная на основании послеледникового поднятия щитов. Возникает вопрос, на какой глубине в недрах Земли и в силу каких причин осуществляется гляциоизостазия? У нас теперь нет достаточных оснований относить релаксацию поднятия и опускания Фенноскандии к каким-либо глубинам в мантии, поскольку на всем интервале глубин мантия лишена слоев с пониженными скоростями и, следовательно, достаточно однородна по своим физическим свойствам.

Главный вопрос, который сейчас встает — это оценить глубину механизма компенсации нагрузок, прикладываемых к поверхности земной коры. В случае гляциоизостазии (Балтийский, Канадский щиты) мы имеем дело с явлением, обширным по площади. Поперечник зоны, захваченной опусканиями, измеряется в 1000 км и более. Такая огромная площадь области послеледникового всплывания коры позволяет допускать очень глубокий источник этого процесса, хотя и не исключает того, что этот источник мог находиться и на небольших глубинах, т. е. в земной коре. Чтобы определить верхний предел глубин компенсации при приложении к коре нагрузок, необходимо обратиться к примерам, характеризующим реакцию земной коры в случае действия локальных по площади нагрузок.

В этом отношении показателен пример Москвы, опускающейся под действием дополнительного веса зданий. Нивелировками 1936—1950 и 1950—1958 гг. вокруг городской чаши оседания, идущего со скоростью 0,5—2,5 мм/год, установлена кольцевая зона относительных поднятий (1—1,8 мм/год), ширина которой 10—40 км [17]. В этом случае диаметр зоны опускания и ширина поднимающегося кольцевого компенсационного вала оказываются в не-

сколько десятков раз меньше, чем область гляционзостатического поднятия Балтийского щита.

В пользу неглубокого расположения механизма компенсации нагрузок на земную кору свидетельствует изучение современных движений в зонах крупных водохранилищ. Так, создание водохранилища оз. Мид на р. Колорадо в США с толщиной водного столба до 150 м вызвало опускание района водохранилища на 20 см, причем скорость этого опускания была максимальной в период заполнения водохранилища водой и достигала 2 см/год, а затем постепенно падала. Несмотря на то что нагрузка в водохранилище оз. Мид была более чем в 10 раз меньше, чем давление льда на Балтийский щит, скорость опускания оказалась соизмеримой со скоростью поднятия Балтийского щита (10 см/год 9,5 тыс. лет назад; 2 см/год 6—7 тыс. лет назад; 1 см/год в настоящее время). Однако площадь, на которой осуществлялось такое опускание в районе оз. Мид, была несравнимо меньше и составляла в поперечине 30—50 км, а зона максимальных опусканий имела диаметр всего 10—20 км [17].

Более того, локальные по размерам опускания сопровождались формированием столь же локальных компенсационных поднятий. Показательно поднятие с амплитудой более 6 мм, возникшее между двумя заливами водохранилища. Его ширина всего 8—12 км. Считается, что «глубина распространения возбужденных движений и напряжений должна быть соизмерима с поперечником участков» [17, с. 166]. В данном случае, судя по поперечным размерам, максимальная глубина распространения вниз этого опускания не могла превышать 10—20 км, т. е. располагалась в пределах земной коры. Аналогичный (локальный) характер зоны, захваченной опусканиями, установлен и для других водохранилищ. Эти факты свидетельствуют, что формирование таких зон опусканий коры мы не можем связывать с процессами в предполагаемой астеносфере, глубина расположения которой оценивается в 100—200 км.

Близкие значения скорости опускания водохранилищ и скорости поднятия щитов, освободившихся от ледниковой нагрузки [17], свидетельствуют о том, что процесс опускания (или поднятия) земной коры в обоих случаях осуществляется в результате действия одного и того же механизма. Механизм этот, регулирующий поднятие и опускание коры, не может быть расположен глубже, чем подошва коры (граница М).

Попытаемся объяснить, в силу каких причин возник в земной коре механизм, компенсирующий поднятия и опускания коры под действием приложенной нагрузки. Гляционзостазия, равно как и примеры опусканий районов водохранилищ, относятся к территориям, входящим в состав платформ. Поэтому, если мы хотим выявить особенности происходящих в земной коре процессов, нам необходимо обратиться к строению коры древних платформ. Далее показано, что кора древних платформ, не считая осадочного чехла, состоит из трех сейсмических слоев. Нижний и средний сейсмиче-

ские слои сложены серпентинизированными гипербазитами. Резкое снижение скорости сейсмических волн (до 5—5,5 км/с) в среднем слое мы объясняем более сильной серпентинизацией присутствующих в слое ультраосновных пород.

Согласно экспериментальным данным, серпентиниты характеризуются пониженными прочностными свойствами. Особенно резкое снижение прочности серпентинитов происходит при давлении  $3 \cdot 10^8$  Па и выше и при температуре 300—400 °С, т. е. как раз при тех параметрах, которые характерны для средней части земной коры. Так, например, в образце хризотилowych серпентинитов прочность при указанных выше температуре и давлении упала до  $0,4 \cdot 10^8$  Па. Если к тому же еще учесть влияние времени на деформацию, то становится очевидной возможность «течения» серпентинитов под действием дополнительной нагрузки. Авторы объясняют прогибание на поверхности Земли, возникающее в результате веса ледника, перетеканием серпентинизированных гипербазитов, слагающих среднюю и нижнюю части коры платформ.

Оценим вероятную величину такого горизонтального течения материала коры, вызванного приложенным к коре дополнительным весом. Если взять в качестве примера Балтийский щит, то при его ширине в 1000 км амплитуда послеледникового всплывания составила в центре максимум 300 м, сокращаясь на периферии щита до нуля. Примем, что амплитуда предшествующего опускания измерялась той же цифрой. Поскольку указанная амплитуда (300 м) характерна для центральной части щита, то средняя величина погружения Балтийского щита в целом, т. е. отнесенная к его ширине (1000 км), должна была быть приблизительно в два раза меньше (150 м). Итак, если рассматривать процесс опускания по линии профиля, то при длине его в 1000 км щит прогнулся в среднем на 150 м.

Толщина среднего слоя коры платформы, содержащего волноводы, составляет не менее 15 км. Таким образом, утонение этого серпентинизированного слоя в результате действия ледниковой нагрузки составило всего 1 % от его толщины. Если учитывать и более глубокие горизонты коры (нижний слой), которые также сложены обводненными гипербазитами, но серпентинизированным в меньшей степени, то это утонение составит всего 0,6—0,7 %.

Утонение среднего 15-километрового слоя коры возможно сопровождалось горизонтальным течением материала. Утонение на 1 % при ширине Балтийского щита в 1000 км должно было вызвать перетекание материала на периферии щита также на 1 %, т. е. на 10 км. Материал коры, выжатый к периферии зоны оледенения, должен был образовать вокруг ледяного панциря компенсационный пояс относительных поднятий, аналогичных валу, фиксированному вокруг Москвы.

Когда лед растаял, система стала стремиться к восстановлению равновесия. На месте зоны прогибания коры начались поднятия, а по ее обрамлению возникла зона компенсационных опусканий. Такие опускания, идущие сейчас со скоростью до 2 мм/год,

фиксированы повторными нивелировками по южному и восточному обрамлению Балтийского щита. Аналогичные пояса современных погружений установлены и вокруг других освобожденных от льда областей: на юге и юго-востоке Канадского щита; на юге и юго-востоке бывшего Баренцевоморского ледникового покрова, на юге Шотландского щита; на периферии Таймырско-Североземельской и Новосибирской ледниковых шапок [17]. Обратим внимание, что площади зон, поднимающихся после освобождения ото льда, различаются более чем в 100 раз.

Все эти данные подтверждают развиваемую нами мысль о том, что причины гляциозостази кроются в земной коре на глубинах 15—30 км и вызваны той же причиной, что и опускания водоохранилищ, а именно: незначительным горизонтальным перетеканием серпентинитов.

Добавим, что об этих же глубинах компенсации свидетельствуют и так называемые возбужденные землетрясения, возникающие вскоре после заполнения водоохранилищ. Такие землетрясения даже при их значительной силе (с магнитудой до 6,3) произошли на глубине до 10 км, т. е. в пределах верхнего сейсмического слоя коры платформ, сложенного, как мы знаем, кристаллическими породами (гранито-гнейсами). Возбужденные землетрясения не обнаружены в среднем слое коры платформ, что свидетельствует о его значительно большей пластичности. Не зарегистрированы и еще более глубокие землетрясения, которые следовало бы ожидать, если бы компенсация осуществлялась в мантии Земли.

Итак, если исходить из представлений о серпентинитовой природе «базальтового» слоя, то есть все основания считать, что гляциозостази осуществляется на его уровне на глубинах 15—30 км. Тем самым отпадает последний аргумент в пользу существования в мантии Земли астеносферы. В некоторых специфических зонах мантии Земли действительно имеются слои, а точнее линзы, характеризующиеся пониженной скоростью, но нет фактов, указывающих на то, что эти слои обладают столь низкой вязкостью, какая предполагалась для астеносферы. Да и волноводы эти распространены ограниченно.

### **О минеральном составе верхней мантии**

Изучение ксенолитов глубинных пород в трубках взрывов и в базальтовых лавах показало, что верхняя мантия дифференцирована по минеральному составу, и эта ее дифференциация произошла в раннем докембрии в довольно широкий интервал времени (В. С. Соболев и Н. В. Соболев, 1964 г.). Большинство петрологов склоняются к тому, что наиболее распространенными породами верхних горизонтов мантии являются ультраосновные. Это гранатовые перидотиты и менее глубинные шпинеливые перидотиты. Однако наряду с ними, правда в меньшей степени, распространены и эклогиты. В. С. Соболев и Н. В. Соболев полагают, что в

некоторых случаях верхняя мантия под платформами может быть сложена эклогитами. Намечаются различия в составе верхней мантии под геосинклинальными поясами, с одной стороны, и платформами и океанами, с другой. В пределах первых в самых верхах мантии распространены альпинотипные гипербазиты, отсутствующие в пределах вторых. Находки ксенолитов сложного состава позволяют думать, что в верхней мантии имеет место частое пере-плавление перидотитов с меньшими по мощности эклогитами.

### ИЗОСТАЗИЯ И ЕЕ РОЛЬ В ВЫЯСНЕНИИ ПРИРОДЫ ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА

В настоящей работе выдвигается представление о том, что механизм изостазии осуществляется в недрах Земли на разных глубинах и в силу различных причин. Авторы выделяют два принципиально различных механизма изостатической компенсации. Один из них, названный Р-равновесием, осуществляется путем перетекания вещества ниже зоны приложения или снятия нагрузки. Принципиально иным является механизм реализации так называемого А-равновесия. Оно проявляется не перетеканием вещества, а смещением вверх и вниз нижней поверхности опускающихся и поднимающихся блоков.

Р-равновесие в недрах Земли осуществляется путем течения материала на разных уровнях и с разной скоростью. Наиболее глубоко расположен уровень компенсации Р-равновесия в мантии. Обычно его отождествляют с астеносферным слоем. Назовем его  $P_{\text{аст.}}$ -равновесием. Точно определить глубину его компенсации невозможно, однако согласно расчетам А. Г. Гайнанова и др. она происходит на глубинах 100 км и более.

Ближе к земной поверхности на уровне средней и нижней частей континентальной коры осуществляется  $P_{\text{кор}}$ -равновесие. С его помощью происходят опускание и поднятие коры, вызванные дополнительным весом льда материковых оледенений и снятием этой нагрузки при его таянии (см. выше). Равновесие осуществляется за счет перетекания материала в среднем, а возможно и в нижнем слоях коры платформ.  $P_{\text{кор}}$ -равновесие компенсирует и более локальные нагрузки, например возникающие при заполнении водой водохранилищ.

Можно выделить еще  $P_{\text{ос}}$ -равновесие, связанное с самыми приповерхностными (первые километры) горизонтами коры, а точнее с процессами в осадочном слое. Доказательством существования механизма равновесия на этом неглубоком уровне можно видеть в образовании зон современных опусканий вследствие откачки из недр воды, нефти, природного газа.

Скорость осуществления равновесия у каждого механизма различна. По-видимому, наибольшая она у  $P_{\text{ос}}$ -равновесия — опускания вследствие откачки нефти или газа начинают сказываться через несколько месяцев. Перетекание материала в средней части коры ( $P_{\text{кор}}$ -равновесие), вызванное приложением нагрузки (лед-

ник, заполнение водохранилища), проявляет себя в течение первых лет. Несравнимо больший временной интервал требуется для осуществления  $P_{\text{аст}}$ -равновесия в связи с высокой вязкостью мантии.

Отдельно следует выделить Архимедово равновесие (А-равновесие), осуществляемое на уровне границы М. Оно реализуется путем смещения границы М вверх и вниз по разрезу литосферы. Как будет показано ниже, такое смещение границы М может быть ведущим, т. е. нарушающим изостазию. Однако такое смещение возможно и как следствие стремления коры к равновесию, нарушенному приложенными к коре внешними силами.

А-равновесие осуществляется не путем перетекания материала, а в виде перемещения границы М вверх и вниз. В этом его принципиальное отличие от Р-равновесий. Ниже мы покажем, что А-равновесие — это сложный комплекс явлений, в которых существенную роль играют физико-химические превращения на границе М. Эти превращения могут как нарушать равновесие, так и способствовать его восстановлению.

### Пути реализации равновесия

Посмотрим, в какой мере анализ изостазии позволяет подойти к выяснению природы границы М? Для ответа на этот вопрос необходимо установить, на какой глубине реализуется изостазия и какими процессами она объясняется. Около 20 лет назад процессами, ведущими к изостазии, Б. Гутенберг считал «вековое течение». Представление об относительно мало вязкой астеносфере позволило именно с ней связывать перемещение вещества, восстанавливающее равновесие, нарушаемое различными геологическими процессами. М. Е. Артемьев понимает под изостазией «гидростатическое равновесие литосферы, расположенной выше астеносферного слоя, находящегося в мантии Земли» [1]. Однако разделение литосферы и астеносферы достаточно условно и единственной четкой и повсеместно обнаруживаемой границей выше предполагаемой астеносферы является граница М. «Отчасти по этой причине большинство геофизиков принимают в настоящее время в качестве нижней границы коры границу М [8]. Но в связи с этим возникают вопросы, поставленные перед геофизикой еще в начале 60-х годов. «Какова глубина изостатической компенсации? Является ли кора, по-видимому, находящаяся в гидростатическом равновесии с мантией, той же корой, которая ограничивается сейсмической границей М?»<sup>1</sup>

Рассмотрение в региональном плане сейсмических данных о поведении границы М создает впечатление ее изостатического залегания по отношению к вышележащей коре: морям, океанам и многим впадинам с большой мощностью осадков соответствует менее глубокое положение границы М, щитам и горным сооружениям —

<sup>1</sup> Физика земной коры и верхней мантии. М., Мир, 1966, с. 82.

ее более глубокое залегание. Расчеты давлений на уровнях непосредственно ниже границы М [36], и анализ аномалий силы тяжести свидетельствуют о том, что нарушение равновесия обычно не превосходит 10 % от общей величины давления соответствующего участка коры. Все это свидетельствует в пользу представления о том, что вне зависимости от процессов в астеносфере существует тенденция к сохранению равновесия за счет изменений в слое, ограниченном снизу границей М и относимом обычно к земной коре, и в положении самой границы М [30]. В пользу этого свидетельствуют исследования, выполненные Ю. Г. Юровым и его сотрудниками, широко применившими метод расчета давлений и анализ структуры гравитационного поля на базе кинематически согласованных разрезов земной коры, построенных по данным глубинных сейсмических зондирований [36, 37]. Этими исследованиями показано, что суммарное гравитационное поле определяется строением осадочной толщи и глубинами до границы М; значительно меньшее влияние оказывают плотностные неоднородности в консолидированной коре; не обнаружено заметного влияния на гравитационное поле неоднородностей верхней мантии; как правило, вариации плотности в земной коре создают эффекты изостатического характера, направленные на ослабление влияния границы М; строение земной коры, ограниченной снизу границей М, больше соответствует схеме Эри.

Рассмотрение вопроса с историко-геологических позиций не позволяет считать современную тенденцию к изостатическому положению границы М особенностью только данного этапа развития земной коры. Следует думать, что указанная тенденция существовала достаточно давно в геологическом времени. Но главное состоит в том, что механизм «векового течения» явно недостаточен для объяснения этой тенденции. Историко-геологический анализ обширных изометричных геоструктур типа Прикаспийской впадины и Балтийского щита, которые характеризуются однонаправленными вертикальными движениями в течение длительного геологического времени и где в результате этого накопились или оказались размытыми многие километры горных пород, а граница М имеет форму залегания, противоположную форме залегания верхних горизонтов (впадине соответствует поднятие границы М, выступы — ее прогиб), показал, что такое положение могло возникнуть только в том случае, если предположить вещественные изменения на границе М. Эти изменения обуславливали смещение границы М в процессе геологического развития в сторону, противоположную движениям коры, приводящим к образованию в ее верхней части геологических впадин или выступов. В целом имеет место изостатическая форма развития земной коры, которая реализуется как суммарный эффект накопления или разрушения пород в ее верхней части и вещественных изменений на ее нижней границе.

Граница М с позиции историко-геологического анализа причин сохранения тенденции к ее изостатическому положению таким об-

разом должна иметь физико-химическую природу. Отсюда следует, что изостазия имеет большое значение для изучения генезиса границы М. Можно предполагать, что граница М — это внешняя граница воздействия глубинных процессов, передовой фронт обусловленных ими физико-химических изменений в литосфере. Глубины до этого фронта (границы М) от уровня моря колеблются от величины около 10 км в океанах до 75 км в центральной Азии. Платформенные области континентов занимают промежуточное положение. На фоне этих глобальных проявлений изостатической формы развития земной коры реализуются и частные проявления этой формы развития в пределах отдельных регионов и отдельных геоструктур. Рассматривая эту глобальную картину как проявление одновременного процесса, океаны следует считать областями реализации тенденции предельного перемещения вверх фронта указанных физико-химических изменений, а Центральную Азию — его предельного перемещения вниз.

### Два аспекта изучения изостазии

Установление равновесия путем перемещения масс в относительно мало вязкой среде происходит сравнительно быстро и приводит к выравниванию нагрузки на некотором уровне ниже перемещающихся масс. Это состояние было названо Р-равновесием [31]. Его можно отобразить уравнением (1), где  $\rho_i$  и  $H_i$  — соответственно плотности и мощности пород, располагающихся под данной точкой дневной поверхности до уровня постоянства нагрузки

$$\sum_n \rho_i H_i = \text{const.} \quad (1)$$

Однако изучение Р-равновесия, или изобарии, когда в рассмотрение вовлекаются все массы коры и мантии, расположенные выше выбранного уровня компенсации, не является непосредственным исследованием изостатической формы развития земной коры. Относительно высокая достоверность глубин до границы М позволяет исследовать равновесие слоя, ограниченного снизу этой границей, т. е. самой земной коры. Но для этого надо рассматривать не изобарию, а Архимедово равновесие коры в верхней мантии, для которого из внекоровых параметров надо знать только плотность вещества верхней мантии непосредственно ниже границы М. Состояние Архимедова равновесия земной коры в верхней мантии было названо А-равновесием [31]. Изучение А-равновесия позволяет исследовать и сравнивать изостатическую форму развития земной коры любых районов, в том числе существенно различающихся глубиной до границы М.

Тенденцию к установлению А-равновесия можно отобразить уравнением

$$-\rho_m h_t + \sum_n \Delta \rho_{mi} H_i = \Delta m, \quad (2)$$

здесь  $\rho_m$  — плотность вещества верхней мантии непосредственно под границей М;  $h_t = h + T_0$ , где  $h$  — альтитуда точки на поверхности коры (в океанах  $h = 0$ );  $T_0$  — абсолютная глубина, на которой бы установилась поверхность мантии в случае отсутствия нагрузки — коры (так называемая поверхность «свободной» мантии);  $\Delta\rho_{mi} = \rho_m - \rho_i$ ,  $\rho_i$ ;  $H_i$  — соответственно плотность и мощность  $i$  слоя земной коры;  $\Delta m$  — показатель нарушения равновесия земной коры, обычно вычисляемый в  $\text{кг}/\text{мм}^2$  и отображающий аномальную массу коры (приходящуюся на единицу площади) в связи с тем, что равновесие соблюдается не полностью. При знаках, принятых в уравнении (2),  $\Delta m$  — положительно, если кора погружена в мантию глубже (кора толще), чем это соответствует состоянию равновесия; если  $\Delta m$  отрицательно — кора находится выше состояния равновесия (кора тоньше). Величина  $T_0$  определяется как среднее из величин, вычисленных для районов, где состояние близко к равновесию (судя, например, по аномалиям силы тяжести) и  $\Delta m$  можно принять равным нулю. Величины  $\rho_i$  и  $\rho_m$  берутся по сейсмическим данным о скоростях сейсмических волн с использованием зависимостей плотности от скорости.

Итак, природа А-равновесия, как это следует из изложенного выше, существенно иная, чем природа Р-равновесия: тенденция к А-равновесию реализуется не перетеканием вещества в мантии, а благодаря физико-химическим процессам непосредственно на границе М. Если эти процессы являются следствием проявления глубинной энергии, — граница М смещается, а вышележащая кора должна «плавательными» движениями приводиться в равновесное состояние. Таким образом реализуются глобальные закономерности в положении границы М, а также в пределах некоторых регионов.

Однако можно объяснить строение многих регионов, если предположить, что движения коры сами активизируют процессы на границе М. При этом движения в пределах региона охватывают и прилегающие толщи мантии. Причиной таких общих (т. е. коры и прилегающей мантии) движений могут быть процессы перетекания масс на глубине, их сжатие или разряжение. Эти процессы, по-видимому, — явление весьма распространенное, так как отображаются в строении земной коры многих регионов и геоструктур как в пределах материков, так и океанов. В случае общих погружений граница М окажется погруженной с образованием водного или осадочного бассейна в верхней части коры. В случае общих поднятий граница М окажется приподнятой с образованием горных сооружений и разрывом отложений, оказавшихся выше уровня моря. В результате таких поднятий или опусканий на границе М нарушается соответствующее состоянию равновесия соотношение  $P$  и  $T$ . Так, образование осадочного бассейна ведет к увеличению теплоизоляции нижележащих образований и повышению температуры, а разрыв формирующегося поднятия — к увеличению теплопроводности коры над поверхностью М и понижению температуры. Все эти факторы и обуславливают активизацию процессов,

приводящих к изменению положения границы М до нового уровня, близкого А-равновесию.

Интересна роль «борьбы» изостатических и антиизостатических сил, которая должна возникать на границе М при общих погружениях или поднятиях коры и прилегающих толщ мантии. Возможно, эта «борьба» играет наряду с *P* и *T* существенную роль в активизации процессов на границе М. Она должна обусловить, в частности, тенденцию к проникновению более тяжелых масс мантии в толщу коры при общих погружениях и скопление относительно легких фракций мантии близ М при общих поднятиях.

### Уравнение строения земной коры

Уравнением строения земной коры, ограниченной снизу границей М, можно считать уравнение (2), отображающее стремление к А-равновесию. При расчетах учитываются плотности и мощности конкретных толщ

$$-\rho_m h_t + \Delta\rho_{mw} H_w + \Delta\rho_{ms} H_s + \Delta\rho_{mg} H_g + \Delta\rho_{mb} H_b = \Delta m, \quad (3)$$

где  $\Delta\rho_{mw} = \rho_m - \rho_w$ ,  $\Delta\rho_{ms} = \rho_m - \rho_s$ ,  $\Delta\rho_{mg} = \rho_m - \rho_g$ ,  $\Delta\rho_{mb} = \rho_m - \rho_b$  и т. д.  $\rho_w$ ,  $\rho_s$ ,  $\rho_g$ ,  $\rho_b$  — плотности воды, осадков, «гранитного» и «базальтового» слоев  $H_w$ ,  $H_s$ ,  $H_g$ ,  $H_b$  — мощности соответствующих слоев.

На практике вычисления величины  $\Delta m$  ведутся по сейсмическим разрезам земной коры и число слагаемых в уравнении типа (3) соответствует детальности конкретного разреза.

### Два типа развития земной коры

Рассматривая развитие земной коры с позиции уравнений (2) и (3), можно определенным образом упорядочить некоторые представления. Воздействующие на развитие коры процессы следует разделить на ведущие и компенсационные. Ведущие — это процессы, восстанавливающие это равновесие.

Ведущим процессом в развитии земной коры по первому типу является перемещение вверх или вниз по вертикали всей коры. При образовании прогибов этот процесс должен был бы привести к согласному прогибу вниз всех слоев земной коры и границы М, а на поднятиях — к согласному изгибу всех границ вверх (рис. 5, 6). Однако в действительности поднятию коры соответствует более глубокое, а погружению — менее глубокое положение границы М. Эта граница оказывается смещенной в направлении, противоположном движению коры. Такое перемещение границы М не позволяет образоваться резким отклонениям от А-равновесия. Поскольку ведущий процесс, нарушающий равновесие коры, проявляется в поднятии или опускании коры, сопутствующие ему изменения толщины коры снизу есть компенсационный процесс, восстанавливающий ее равновесие.

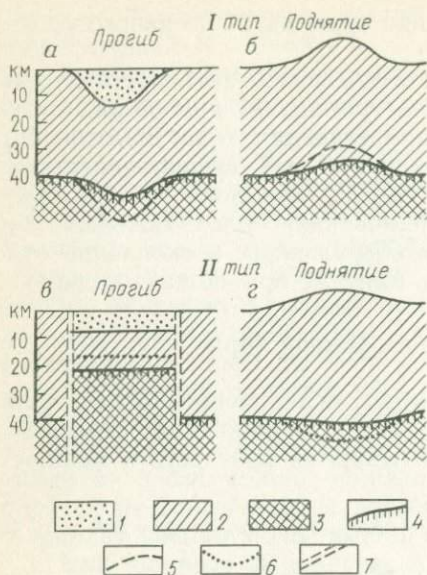
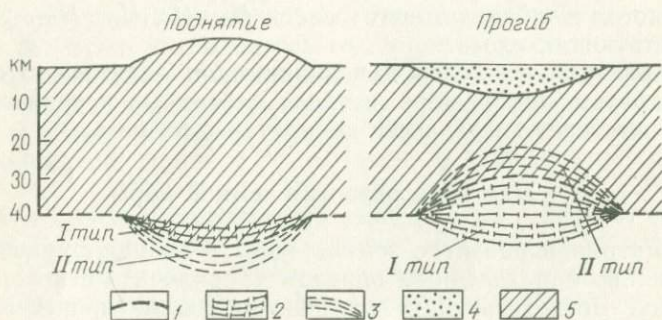


Рис. 5. Направленность изменения мощности коры при развитии по I и II типам:

1 — осадки; 2 — консолидированная кора; 3 — верхняя мантия; 4 — граница М; 5 — воображаемое положение границы М в случае, если бы погружению или поднятию на поверхности Земли (I тип развития) соответствовало равновеликое опускание или подъем границы М; 6 — воображаемое положение границы М в случае, если бы смещение границы М по разрезу (II тип развития) не сопровождалось встречным погружением или всплыванием всей коры; 7 — разлом; а — эрозия коры снизу после ее погружения в мантию; б — утолщение коры снизу после ее поднятия; в — опускание после эрозии коры снизу; г — поднятие после наращивания коры снизу

Рис. 6. Положение границы М под поднятием и прогибом в зависимости от типа развития коры:

1 — положение границы М при Архимедовом равновесии коры в мантии ( $\Delta t_m = 0$ ); 2 — возможные положения границы М при развитии коры по I типу; 3 — возможные положения границы М при развитии коры по II типу; 4 — осадки; 5 — консолидированная кора



Примерами отрицательных структур, развивающихся по первому типу и слабо компенсированных, могут служить Ферганская впадина Тянь-Шаня, Североурстюртский и Южномангышлакский прогибы Туранской плиты, Южнокаспийская впадина, большинство предгорных прогибов, Курильский глубоководный желоб и т. д. Для слабоскомпенсированных структур первого типа характерно вогнутое вниз положение всех границ в земной коре и границы М и, таким образом, существенное погружение коры в мантию Земли.

Под положительными структурами, развивающимися по первому типу, граница М при недостаточной компенсации могла бы быть более изогнута вверх. Это Каракумский и Карабогазский своды, где граница М расположена выше, а кора тоньше, чем требуется для равновесия. На континентах многие положительные структуры первого типа характеризуются длительной и устойчивой

тенденцией к поднятию в течение многих сотен миллионов лет при относительно полной компенсации (Балтийский щит).

Ведущим процессом в развитии земной коры по второму типу является активный процесс смещения вниз или вверх самой границы  $M$ , т. е. изменение мощности коры снизу (утолщение или утонение коры). Это смещение границы вызывает нарушение  $A$ -равновесия, что в свою очередь обуславливает изостатическое движение коры — обрушение ее вниз с образованием впадины или «всплывание» вверх. При развитии земной коры по второму типу под недостаточно скомпенсированными отрицательными геологическими структурами (впадинами, прогибами) граница  $M$  расположена выше, чем это требуется для  $A$ -равновесия, т. е. кора утонена. Наглядный пример — Паннонская впадина. Как показали сейсмические исследования, мощность коры там всего 24—28 км. Под поднятиями второго типа (некоторые высокогорные районы Альп) граница  $M$  расположена глубже (кора толще), т. е. «корни» гор оказываются глубже, чем необходимо для равновесия. Земная кора, развивающаяся по второму типу, в условиях неполной компенсации характеризуется четко выраженным обратным соотношением рельефа границы  $M$  и приповерхностных границ: даже сравнительно небольшому прогибу на поверхности отвечает резкий выгиб кверху границы  $M$ ; для поднятий, наоборот, относительно слабому подъему земной поверхности соответствует глубоко вогнутое к низу положение границы  $M$  («корень» гор).

Итак, выделенные два типа развития земной коры различаются тем, какой из процессов является ведущим, первичным — движением коры или изменением ее мощности снизу. При развитии по первому типу геологическая обстановка в верхней части коры (прогибание или поднятие) есть непосредственный результат ведущего процесса погружения или подъема всей толщи земной коры. Перестройка границы  $M$  (скольжение этой границы по разрезу) следует за движениями коры. При развитии земной коры по второму типу изменение мощности коры снизу (смещение границы  $M$ ) служит причиной ее последующего движения.

С позиции изложенного можно говорить о направленности развития коры как о направленности ведущих процессов. В условиях развития первого типа — это общие поднятия или погружения коры в пределах региона, в условиях развития второго типа — утонение или утолщение коры снизу.

Если  $A$ -равновесие соблюдается не полностью и  $\Delta m \neq 0$ , имеется принципиальная возможность определить тип и направленность развития коры по соотношению знаков структуры в верхней части коры (обозначим: поднятие  $+S$ , впадина  $-S$ ) и  $\Delta m$  (табл. 4).

#### Определение типа и направленности развития геологических структур

Полное достижение  $A$ -равновесия — явление, по-видимому, не очень частое. Судя по аномалиям силы тяжести, существует

Определение типа и направленности развития коры

| $S$ | $\Delta m$ | Направленность развития                      | Тип развития |
|-----|------------|--|--------------|
| +   | -          | Общее поднятие коры<br>Общее погружение коры | I            |
| -   | +          |  |              |
| -   | -          | Утонение коры снизу<br>Утолщение коры снизу  | II           |
| +   | +          |  |              |

достаточно структур, где отмечается большая или меньшая степень нарушения равновесия, в основном за счет строения земной коры. На самом деле нарушение А-равновесия может быть еще больше, чем это следует из аномалий силы тяжести, так как аномалия давления, возникающая из-за нарушения А-равновесия, может быть скомпенсирована перераспределением масс в мантии, т. е. путем Р-равновесия, которое должно реализовываться по своей природе гораздо быстрее А-равновесия. Этим можно воспользоваться для определения по табл. 4 типа развития региональных тектонических структур, а затем и для районирования по этому признаку.

Величина  $\Delta m$  вычисляется по сейсмическим разрезам земной коры. Она несет все ошибки сейсмических построений, а также ошибки за счет отклонения реальных плотностей земной коры от выводимых из используемой зависимости плотности от скорости  $\rho(v)$ . Ошибка может также происходить от неточности определения величины  $T_0$  для данного региона. Однако ошибки в величинах  $T_0$ ,  $\rho_m$  и несоответствия реальных плотностей, выводимых из принятой закономерности  $\rho(v)$ , несут в основном систематические погрешности и не мешают определению типов развития по характеру относительного изменения  $\Delta m$  при переходе от одной геоструктуры к другой. Еще одна погрешность в определении типа развития по  $\Delta m$  может произтекать от «случайности» положения точки на профиле, для которой выполняется вычисление  $\Delta m$ . Эту погрешность можно исключить, подбирая точки для расчета в характерных участках разреза земной коры и увеличивая число расчетных точек. Конечно, может влиять и расположение самого профиля в нехарактерных участках рассматриваемой геоструктуры. Однако влияние этого фактора в конце концов легко выясняется.

Величина  $\Delta m$  является аналогом аномалии силы тяжести  $\Delta g$ . Поэтому можно пользоваться также и осредненными аномалиями в свободном воздухе или изостатическими. Однако в аномалиях силы тяжести усилено влияние неоднородностей относительно небольших по размеру, но залегающих в верхней части коры, а влия-

ние обширных по площади неоднородностей может быть компенсировано за счет перераспределения масс в мантии, как это уже отмечалось. Зато относительно высока точность измерения аномалий по сравнению с возможным влиянием погрешностей разрезов земной коры на величину  $\Delta m$ . При принятых в уравнении (3) знаках величина  $\Delta m$  по знаку будет обратной знаку величины  $\Delta g_a$ . Так, при нарушении А-равновесия при развитии по первому типу геологическая впадина должна отображаться положительными  $\Delta m$  (кора толще «нормы») и отрицательными аномалиями силы тяжести, геологический выступ — отрицательными  $\Delta m$  (кора тоньше «нормы», граница М соответственно выше) и положительными  $\Delta g_a$ . По-видимому, необходимо пользоваться как  $\Delta m$ , так и  $\Delta g_a$ , имея в виду как преимущества, так и недостатки этих величин для решения поставленной задачи.

На практике были составлены программы для массового счета величины  $\Delta m$  с использованием ЭВМ [27]. При этом учитывались все известные зависимости плотности от скорости  $\rho(v)$ . На выходе печатались графики  $\Delta m$  для всех этих зависимостей. Производился сравнительный анализ графиков, наиболее подходящими для данного разреза зависимостями  $\rho(v)$  считались те, которые давали наименьший уровень величин  $\Delta m$  и их наименьшую дисперсию. Следует отметить, что для достоверных сейсмических разрезов знак величины  $\Delta m$ , что является главным для определения типа развития по табл. 4, сохранялся для различных  $\rho(v)$  и отвечал соответствующему знаку осредненных аномалий силы тяжести.

### Примеры оценки изостатического состояния коры по профилям ГСЗ

Приведем несколько примеров определения величины  $\Delta m$ , т. е. отклонения от изостази, для геоструктур, выделенных по профилям глубинного сейсмического зондирования. Наиболее удобно использовать для этой цели значения средней скорости до границы М. Это более точный метод, чем если использовать граничные скорости в слоях коры. В этом случае удастся избежать возможных ошибок, возникающих вследствие неучета слоев с пониженными скоростями.

Мы выбрали примеры, характеризующие самые различные типы структур, где по простиранию профиля происходит резкое изменение мощности и состава коры.

Профиль на рис. 7 отображает участок перехода от Ферганской впадины к высокогорным областям Памира. Граница М с ростом высоты местности погружается с отметок 45—50 до 70—75 км. Отметим, что это максимальные из надежно зарегистрированных глубин до границы М. Нетрудно видеть, что утолщение земной коры под высокогорным Памиром происходит за счет увеличения в мощности самого нижнего сейсмического слоя коры, который в северной части профиля практически отсутствует, а в южной (под Памиром) достигает мощности почти 30 км. В своей верхней

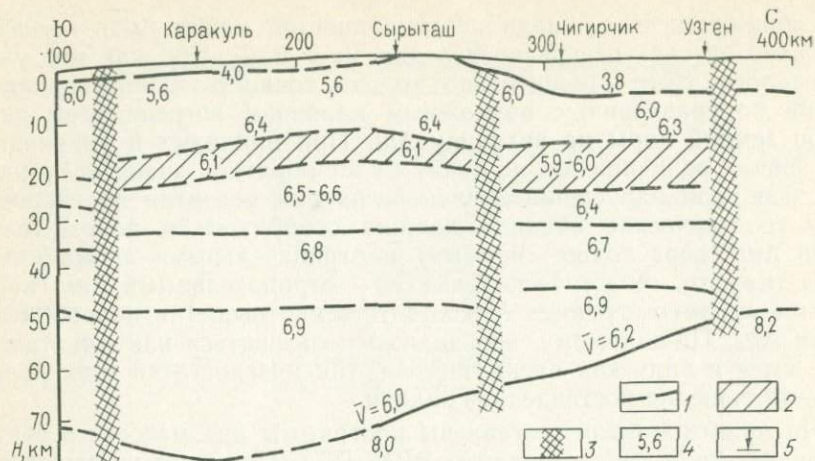


Рис. 7. Сейсмический профиль через Памир (по Г. В. Краснопевцевой):  
 1 — сейсмические границы; 2 — волновод; 3 — глубинные разломы; 4 — пластовые скорости (км/с); 5 — пункты взрыва

части слой этот характеризуется граничной скоростью 6,9 км/с. Однако есть серьезные основания ожидать, что внутри этого слоя имеются волноводы со значительным падением скорости. На это указывает крайне низкая для такой высокоскоростной коры средняя скорость под Памиром (6,0 км/с), тогда как севернее она равна 6,2—6,3 км/с.

Таким образом, формирование высокогорного Памира следует связывать с появлением в низах коры нового слоя, вероятно содержащего волноводы. Обратим внимание, что верхние горизонты коры по простиранию профиля практически не изменяют глубину и мощность. Этот факт свидетельствует против предположений мобилистов о «скупивании» коры под Памиром в результате «надвижения с юга Индийской платформы».

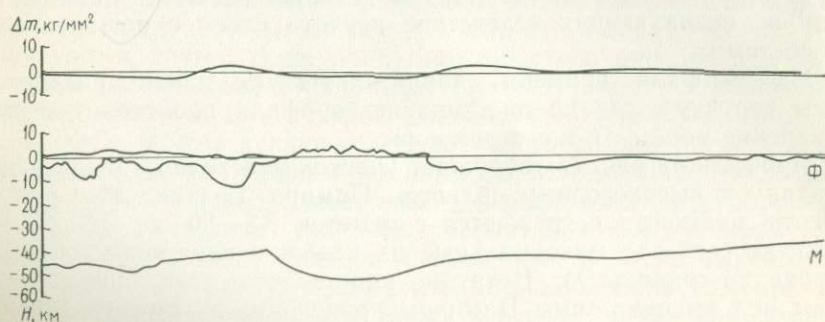


Рис. 8. Сейсмический профиль через Восточный Кавказ (по Г. В. Краснопевцевой)

Определение  $\Delta t$  по линии профиля по величине средней скорости показало, что несмотря на огромную разницу в рельефе и мощности коры, А — равновесие осуществляется практически повсеместно. Обнаруженные отклонения в ту и другую сторону не превышают 1—1,5 кг/мм<sup>2</sup>, т. е. находятся в пределах точности метода.

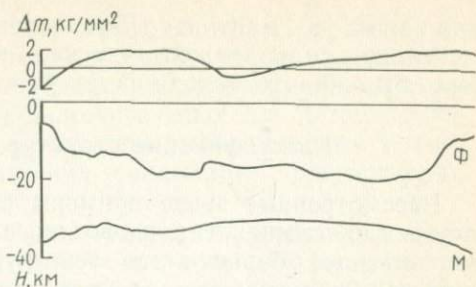


Рис. 9. Сейсмический профиль через Прикаспийскую впадину

На рис. 8 приведен профиль через Восточный Кавказ (Волгоград — Нахичевань). Несмотря на резкие изменения глубин до границы М, состава пород в коре и рельефа местности кора по профилю находится в состоянии, близком к равновесию. Аналогичная ситуация и по профилю, пересекающему Прикаспийскую синеклизу (рис. 9) и западную часть Черноморской впадины (рис. 10).

Отмечая на всех приведенных профилях преобладание состояния, близкого к равновесию ( $\Delta t$  близко нулю), мы все же можем определить тип развития коры. О I типе развития свидетельствует тенденция к увеличению  $\Delta t$  во впадинах и уменьшению на выступах на профиле (см. рис. 8), слабоположительные  $\Delta t$  для Прикаспийской впадины. Отрицательные  $\Delta t$  для западной части Черноморской впадины позволяют предполагать здесь активность развития по II типу. Нарушения равновесия коры (А-равновесия) в существенной степени компенсируются за счет перераспределе-

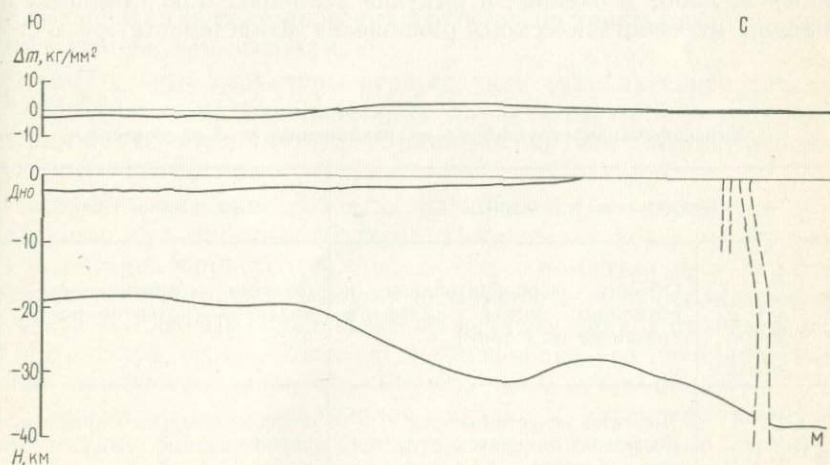


Рис. 10. Сейсмический профиль в западной части Черноморской впадины

ния масс в мантии (Р-равновесие), поэтому наблюдаемая аномалия силы тяжести менее интенсивна, чем это можно было бы ожидать, исходя из полученных величин  $\Delta m$ .

### Классификация структур по типам развития

Рассмотренные выше примеры вычисления  $\Delta m$ , т. е. отклонения земной коры от равновесия, наглядно свидетельствуют, что подавляющее большинство геоструктур находятся в состоянии, близком А-равновесию, но использованный нами прием вычисления  $\Delta m$  по коротким сейсмическим профилям не всегда позволяет уловить отклонения от равновесия, если оно существует. Однако для некоторых геоструктур, развитие которых интенсивно продолжается до современной эпохи, величины отклонения превышают точность метода и нам удается легко определить для них величину  $\Delta m$  и ее знак, а значит и установить тип развития коры. Ниже речь будет идти именно об этих аномальных зонах, характеризующихся заметным нарушением изостазии (табл. 5).

Определив тип развития коры для различных тектонических структур (в океанах и на материках, на древних платформах и в молодых складчатых областях), мы обнаружили, что среди структур, развивающихся по первому типу, наибольшие отклонения от изостатического равновесия у геосинклинальных прогибов. К их числу относится прогиб, пересекающий Каспийское море и заходящий в Прибалханскую впадину. Этот Кобыстано-Прибалханский прогиб в разных его участках характеризуется положительными значениями  $\Delta m$  от +3 до +5 кг/мм<sup>2</sup>. Высокие значения положительного  $\Delta m$  характерны для глубоководных желобов (кора, включая воду — толще нормы). Одинаковый (первый) тип развития геосинклинальных прогибов на континентах и глубоководных желобов в океанах и близкие величины максимальных отклонений от изостатического равновесия свидетельствуют о том,

Таблица 5

Классификация структур по их отклонению от А-равновесия

|   | Положительные структуры  | Отрицательные структуры   |
|---|--|---|
| Граница М<br>выше положения равновесия<br>( $-\Delta m$ ) | Области горообразования и возможно щиты платформ (развитие по I типу)                                | Области «современной» океанизации» (развитие по II типу)            |
| Граница М<br>ниже положения равновесия<br>( $+\Delta m$ ) | Надежно не установлены<br>Возможно находятся в состоянии, близком к равновесию (развитие по II типу) | Геосинклинальные прогибы, глубоководные желоба (развитие по I типу) |

что природа глубинных процессов, приводящих к образованию этих структур, близка. Предгорные прогибы, расположенные на границе альпийской складчатой области с платформой, характеризуются меньшими значениями положительных  $\Delta m$ . Отрицательным структурам первого типа свойственны максимальные из известных на Земле изостатических аномалий, достигающих — 200 мгл.

Особняком стоят впадины в горных областях новейших активизаций, таких как Тянь-Шань. Глубинное строение этих территорий изучено еще слабо, но если судить по Ферганской межгорной впадине, то это прогиб первого типа со значительным отклонением от А-равновесия.

Перейдем к прогибам, развивающимся по второму типу, они характеризуются отрицательными значениями  $\Delta m$ . На континентах таких структур со значительным отклонением от равновесия немного. Примером может служить Панонская впадина, где кора утонена против нормы. Кора с отрицательными значениями  $\Delta m$  установлена в пределах Охотского и Японского морей.

Перейдем к поднимающимся структурам. На континентах положительные структуры первого типа с большим отрицательным значением  $\Delta m$  не обнаружены. Они маловероятны, поскольку все изученные поднятия характеризуются незначительными отклонениями от А-равновесия. Отклонения от А-равновесия свойственны лишь поднятиям на океаническом дне. Так, островные дуги характеризуются большими величинами  $\Delta m$ . Несколько меньшие величины свойственны и срединно-океаническим хребтам.

Положительные структуры второго типа (с корой более толстой, чем требуется для равновесия) встречаются редко и характеризуются небольшими отклонениями от изостатического равновесия (Украинский массив). В океанах они не обнаружены.

Классификация тектонических структур по типам развития приводит к интересным выводам.

Отрицательные структуры первого типа (как на континентальной коре, так и на океанической) характеризуются значительно большими отклонениями от А-равновесия, чем положительные структуры первого типа.

Названные два типа развития различаются по амплитуде обусловленных ими погружений коры. Погружение коры по второму типу в океанах происходит лишь до того момента, пока кора не приобретет минимально возможную мощность ее консолидированной части — 5 км. Прогибание же по первому типу в принципе может идти сколь угодно долго, если вызвавший его глубинный механизм продолжает работать. Отсюда становится понятным, почему образование геосинклиналей связано с развитием коры по первому типу. С излагаемых позиций все многообразие структур является отображением различных стадий развития по первому и второму типам.

## Связь рельефа границы М с гравитационным полем

Сопоставление геофизических полей с данными о глубине залегания границы Мохоровичича служит одним из путей выяснения ее природы.

Достаточно четкая связь между аномалиями гравитационного поля, в особенности в редукции Буге, и рельефом границы М давно привлекла внимание. В нашей стране это впервые (1958 г.) показали на обширном материале П. Н. Кропоткин, Е. Н. Люстих. Они отметили, что резко положительным аномалиям Буге соответствует неглубокое залегание границы М, нулевым значениям соответствуют нормальные глубины (30—40 км), свойственные равнинам континентов, а тяготеющие к высокогорным областям резко отрицательные аномалии отвечают прогибам в рельефе границы М. Р. М. Деменницкая в 1960 г. использовала корреляционную зависимость между величиной аномалии силы тяжести в редукции Буге и глубиной до границы М с тем, чтобы строить схемы рельефа границы М для тех регионов, где нет или недостаточно сейсмических данных.

Представляет интерес сопоставление схемы рельефа границы М с картами аномалий силы тяжести в изостатической редукции. Мы сделаем такое сравнение на материале Средиземноморья и зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. В пределах Средиземного моря и обрамляющих его горных сооружений наблюдаются очень резкие отклонения от изостазии, достигающие 100 мгл как в положительную, так и в отрицательную стороны. Расположены они локально в виде ограниченных по площади зон и далеко не всегда четко коррелируются с рельефом границы М и приповерхностным строением. Наиболее крупная зона отрицательных изостатических аномалий протягивается вдоль глубоководного желоба, расположенного к югу от о. Крит. К сожалению, детальные сейсмические исследования в пределах этой отрицательной структуры отсутствуют и мы не знаем еще как построен здесь рельеф границы М. Но судя по строению других аналогичных глубоководных желобов здесь следует ожидать прогиб в рельефе границы М.

Второй участок со значительными отклонениями от изостазии (более 100 мгл) расположен в Северной Италии к югу от долины р. По. В рельефе границы М эта зона характеризуется слабо выраженным прогибом. Другие отрицательные аномалии менее значительные по величине отклонения и по площади. Они не находят четкой связи с рельефом границы М.

Более четкая корреляция имеет место для зон с положительными изостатическими аномалиями. Так, локальный максимум совпадает на южном склоне Альп с зоной Ивреа, характеризующейся неглубоким залеганием раздела М. Положительными ано-

малиями характеризуется Паннонская (Венгерская) впадина, которой свойственно приподнятое положение границы М. Аналогичная ситуация для Лигурийского моря. Можно думать, что крупный максимум, свойственный Эгейскому морю, также соответствует подъему границы М, однако надежного подтверждения этому сейсмическими данными еще нет.

Обратимся к зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Здесь корреляция между рельефом границы М и изостатическими аномалиями более четкая. Полоса отрицательных изостатических аномалий, совпадающая с осевой частью глубоководного желоба, располагается в зоне перехода от высокого положения границы М, свойственного Тихому океану, к резкому ее погружению. Однако резкие положительные изостатические аномалии, свойственные Курильским островам и восточному побережью Камчатки и Японских островов, не совпадают с какой-либо структурой в рельефе М. Это чаще «склон» погружения границы М или же участки незначительного ее подъема (Южные Курильские острова). Значительно более четкое структурное положение занимают слабо положительные изостатические аномалии в пределах Охотского и Японского морей. Они совпадают с наиболее погруженными участками этих морей, характеризующимися приподнятым положением границы М.

Итак, сопоставление схем рельефа границы М и аномалий силы тяжести в изостатической редукции показывает, что лишь в пределах одного типа структур наблюдается более или менее четкая корреляция между этими двумя параметрами. Структуры эти — обширные изометрические или округлые впадины, сформировавшиеся в сравнительно недавнее время, в неогене — четвертичном периоде (Паннонская, Охотского моря и др.). Все эти впадины характеризуются неглубоким залеганием границы М и некоторыми другими аномалиями — повышенным тепловым потоком, иногда пониженными значениями скорости сейсмических волн на границе М. Во всех других случаях имеет место менее четкая корреляция между рельефом границы М и изостатическими аномалиями. Экстремумы изостатических аномалий (как положительных так и отрицательных) часто тяготеют к зонам резкого изменения толщины земной коры.

### Соотношение между тепловым полем и рельефом границы М

Глубина залегания границы М и величина теплового потока в некоторой степени коррелируются между собой. Однако, как видно из рис. 11, такая корреляция наблюдается лишь для одностипных структур. Так, например, в пределах Украинского щита тепловой поток растет с уменьшением глубин до границы М. Такая же закономерность, но менее четкая, наблюдается для древней Восточно-Европейской платформы и для эпигерцинской платформы Центральной Европы.

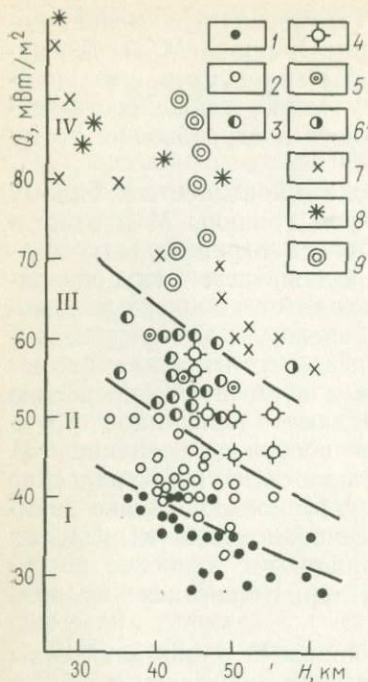
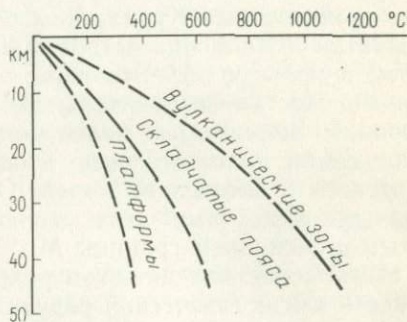


Рис. 11. Связь между глубиной залегания границы М и тепловым потоком

1—9 — средние значения тепловых потоков и мощности земной коры в квадратах  $1^\circ \times 1^\circ$  по следующим структурам: 1 — Украинский щит; 2 — Восточно-Европейская платформа; 3 — молодая (эпигерцинская) платформа; 4 — активные в палеозое зоны Восточно-Европейской платформы; 5 — массивы Западных и Южных Карпат; 6 — юго-западная часть Львовского прогиба; 7 — складчатые области Кавказа и Карпат; 8 — зоны неоген-четвертичного вулканизма; 9 — зоны активизированные в мезозое—кайнозое

Рис. 12. Прогнозируемая температура в коре и верхней мантии при трех различных значениях теплового потока



В то же время несомненен и тот факт, что при равной толщине коры в зависимости от современной тектонической активности тепловой поток может различаться в три и более раз. Можно предположить, что главной причиной колебания теплового потока является различие в современной активности процессов в земной коре. Определенное значение имеет также минеральный состав коры — преобладание кислых пород в коре приводит к росту теплового потока.

Сопоставляя в плане карты рельефа границы М и величины теплового потока, можно обнаружить определенную закономерность. Так, например, схема изоглубин границы М для Дальнего Востока СССР четко сопоставляется с картой распределения теплового потока для той же площади: участки с пониженной мощностью коры в пределах Охотского и Японского морей характеризуются максимальными величинами теплового потока (более  $0,1 \text{ Вт/м}^2$ ); наоборот, зоны резкого погружения коры, например Сахалин, Центральная и Западная Камчатка, обладают пониженным потоком ( $0,04\text{—}0,06 \text{ Вт/м}^2$ ). Эта картина несколько нарушается в пределах зоны современного вулканизма, где поток высок (но не максимален) независимо от толщины земной коры.

Достаточно четкая связь между рельефом границы М и тепловым потоком (устанавливаемая для тектонически однотипных регионов) представляет огромное значение при выяснении природы границы М. Тот факт, что участки с приподнятым положением гра-

ницы М (Японское и Охотское моря) характеризуются повышенным тепловым потоком, наводит на мысль о том, что смещение границы М происходило главным образом вследствие подъема температуры в недрах Земли.

Обратимся теперь к оценке температуры на границе М. Она может быть вычислена по величине теплового потока. На рис. 12 показан рост температуры в земной коре для трех значений теплового потока (0,03, 0,05 и 0,08 Вт/м<sup>2</sup>). Поток в 0,03 Вт/м можно считать минимальным. Большинство платформенных структур характеризуется тепловым потоком от минимальных значений до 0,05 Вт/м<sup>2</sup>. Следующий интервал 0,05—0,08 Вт/м<sup>2</sup> характерен преимущественно для геосинклинально-складчатых поясов, в том числе и для наиболее молодых — альпийских. Поток более 0,08 Вт/м<sup>2</sup> характерен лишь для высокоактивных зон, площадь которых резко ограничена. Как видно из рисунка, на глубинах 35—45 км, характерных для границы М под континентами, температура может существенно различаться. Для платформенных территорий она колеблется от 300 до 600 °С; под складчатыми поясами температура на границе М возрастает от 500 до 1100 °С, а под зонами высокой активности и, в первую очередь, под зонами современного вулканизма она может быть еще выше.

Необходимо только сказать, что эти цифры надо принимать с осторожностью, поскольку на величину теплового потока влияет несколько факторов, учесть которые полностью еще невозможно.

### Электрическая проводимость в низах коры и в верхах мантии

В последние годы появляется все большее количество данных, свидетельствующих о существовании как в земной коре, так и в верхней мантии слоев, характеризующихся повышенной электропроводимостью горных пород. Эти материалы имеют большое значение для выяснения природы границы М, поскольку величина электропроводимости может указывать как на состояние вещества в недрах (например, на его частичное плавление), так и на минеральный состав пород.

Обратимся сначала к результатам изучения электропроводности в земной коре. В южной части Сибирской платформы (на площади Иркутского амфитеатра и Байкальской впадины) исследования А. М. Попова методом магнитно-теллурических зондирований показали существование слоя повышенной электропроводности на глубинах 40—50 км, т. е. в зоне границы М.

Аналогичные зоны высокой проводимости обнаружены и зарубежными исследователями в пределах континентальной коры на глубинах 20—40 км (рис. 13). В трех случаях высокопроводящие слои обнаружены в земной коре докембрийских щитов. Это кратон Капвелли (Южная Африка), где электропроводящий слой расположен в интервале глубин 33—40 км. Второй исследованный район

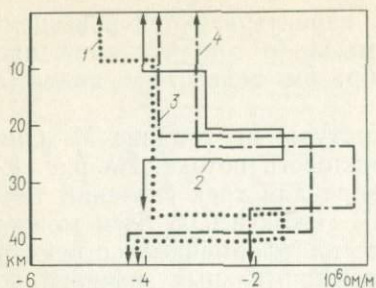


Рис. 13. Электрическая проводимость в низах континентальной коры:

2 — Канадский щит; 1, 3 — Африканская платформа; 4 — Кордильеры

Канадский щит — массив Адирондак, где электропроводящий слой залегает на меньших глубинах (20—30 км). Третий район — докембрийский складчатый пояс Лимпопо (Африканская платформа) с залеганием электропроводящего слоя на глубине 23—33 км. Здесь установлена максимальная величина электрической проводимости. Наконец, в одном случае высокопроводящий слой в земной коре обнаружен вне пределов докембрийских структур. Это область Бассейнов и Хребтов в Кордильерах США, где проводящий слой начинается с 25 км

(на глубине 35 км проводимость несколько падает, оставаясь все же высокой) и прослеживается до глубин 50 км.

Таким образом, четыре из пяти обнаруженных слоев повышенной электропроводимости расположены в коре платформенных территорий. Из предыдущего раздела этой главы известно, что температура в земной коре платформ характеризуется минимальными значениями. В нижней половине коры (на глубинах 20—40 км), где обнаружены высокопроводящие слои, она оценивается в 200—400 °С. При такой температуре невозможно даже частичное плавление материала коры. Следовательно, необходимо искать какое-то иное объяснение высокой проводимости нижней половины земной коры платформ.

Одно из предположений, которое в этих случаях обычно выдвигается, это объяснение высокой проводимости наличием в низах коры свободной (межпоровой) воды. Однако такое объяснение встречает серьезные возражения. Если считать, что нижняя часть коры платформ сложена первично осадочными высокометаморфизованными комплексами пород или же магматическими породами как кислого, так и основного состава, то нет оснований ожидать в них сколько-нибудь значительной пористости. Нет серьезных аргументов допускать и их повышенную трещиноватость в условиях тех давлений, в каких эти породы находятся.

Единственно возможный, на наш взгляд, путь объяснения столь высокой электрической проводимости — это допущение, что нижняя часть коры платформ сложена серпентинизированными гипербазитами. Серпентинизация гипербазитов сопровождается выделением свободного магнетита, за счет которого и наблюдается, по нашему мнению, повышенная электропроводимость в средней и нижней коре платформ.

Что же касается пятого района с повышенной электропроводимостью коры (район Бассейнов и Хребтов в Кордильерах), то там помимо названной выше причины может быть предложена и иная. Район этот находится в области, захваченной рифтогенезом и

характеризуется повышенным тепловым потоком. Поэтому там нельзя исключать частичное плавление вещества в низах коры, тем более что в зоне Бассейнов и Хребтов характер изменения электрической проводимости с глубиной иной, чем в коре древних платформ.

Обратимся теперь к исследованиям электропроводимости верхней мантии. На глубинах 100—200 км под горными поясами континентов обнаружены зоны повышенной электрической проводимости (удельное сопротивление падает на два порядка). Высокопроводящие слои в мантии обнаружены в пределах Байкальской горной области и Кордильерской горной системы (10—15 тыс. сименс). В то же время под равнинными пространствами Восточно-Европейской и Сибирской платформ такие высокопроводящие слои в верхней мантии не зафиксированы — электропроводимость мантии не более 1 тыс. сименс.

На океанических пространствах измерения электропроводимости мантии проведены лишь в трех пунктах. В Тихом океане, западнее Калифорнии, установлена максимальная для верхней мантии электропроводимость (40 тыс. сименс). Второй участок — район Бермудских о-вов (15 тыс. сименс). Третий исследованный район — Гавайские острова (5 тыс. сименс, т. е. не намного больше, чем на платформенных территориях континентов).

Обратим внимание на структурную позицию этих трех исследованных районов: максимальная электропроводимость мантии — вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия, а наименьшая — в центральной части Тихого океана. Намечается (пока предварительно) та же особенность, что и в отношении слоев с пониженными скоростями в континентальной мантии: горные пояса континентов и срединно-океанические хребты океанов характеризуются максимальными значениями электропроводимости мантии, а под платформами материков и глубоководными котловинами океанов электропроводимость мантии ниже.

Высокопроводящие слои в мантии объясняются частичным плавлением вещества. Совмещение слоев пониженных скоростей и повышенной электропроводимости мантии континентов и океанов свидетельствует о том, что обе геофизические аномалии вызваны одной причиной — частичным плавлением вещества мантии.

### Связь типов развития коры с геофизическими параметрами

Выделенные нами типы развития земной коры хорошо коррелируются с такими параметрами, как аномалии силы тяжести, скорость сейсмических волн в «базальтовом» слое и ниже границы М, тепловой поток, глубина залегания электропроводящего слоя в верхней мантии. Отметим, что более четкая корреляция у структур со значительными отклонениями коры от равновесия ( $\Delta m \geq 5$  кг/мм<sup>2</sup>). Причины этого — величина  $\Delta m$  и аномальность указанных параметров определяются активностью ведущих тектонических процессов (табл. 6).

Геофизическая характеристика прогибов I и II типа развития земной коры

| Тип развития | Структура  | Знак<br>изоста-<br>тической<br>аномалии | Граничные<br>скорости<br>на границе<br>М, км/с | Скорости<br>в базаль-<br>товом<br>слое, км/с | Тепловой<br>поток,<br>мккал/см <sup>2</sup> /с | Глубина<br>до слоя<br>повышен-<br>ной<br>электро-<br>проводимости, км | Сейс-<br>миче-<br>ская<br>актив-<br>ность |
|--------------|--|---|--|--|--|---|---|
| I            | Предкопетдагский, Западно-Туркменский, Южнокавказский прогибы, Черноморская впадина, Курило-Камчатский желоб и пр. | —                                       | 8,1—8,6  | 7,2—7,4                                      | 0,62—1,2                                       | 150—400   | Повышенная                                |
| II           | Закарпатский прогиб, Паннонская впадина, Японское море и пр.   | +                                       | 7,7—8,1  | 6,4  | 2,0—2,5  | 30—60   | Пониженная                                |

Рассмотрим различия в скорости сейсмических волн ниже границы М под структурами I и II типов развития и в первую очередь на примере прогиба. Установлено, что прогибы и впадины I типа развития коры характеризуются повышенными значениями граничных скоростей ниже границы М. Так, в прогибах альпийской складчатой области повышенные скорости ниже М установлены под Предкопетдагским прогибом (8,2—8,3 км/с), Прибалханской впадиной (8,2—8,4 км/с), Южнокавказским прогибом (8,2—8,4 км/с), глубоководной частью Черноморской впадины (8,2—8,6 км/с) и др. В прогибах I типа, развивающихся на океанической коре, та же закономерность: зоне Курило-Камчатского желоба свойственны повышенные значения скорости на границе М (8,1—8,4 км/с), в расположенной рядом Курильской вулканической дуге зафиксированы пониженные скорости в верхах мантии (7,6—7,8 км/с).

Таким образом, прогибы I типа развития независимо от их тектонической принадлежности — внутригеосинклинальные, краевые прогибы, глубоководные желоба — характеризуются повышенными значениями скорости ниже границы М.

В прогибах II типа развития отмечаются резко пониженные скорости под границей М. Из континентальных структур наиболее ярким примером прогиба II типа является Паннонская впадина, в ней значения скорости ниже границы М 7,9—8,1 км/с. В океанах наибольшие отклонения от А-равновесия в прогибах II типа наблюдаются в краевых морях, например в Японском. В восточной его части ниже границы М скорость резко занижена (7,7 км/с); в западной — зафиксированы разные значения (7,8—8,2 км/с). Пониженными значениями скорости (7,9—8,0 км/с) характеризуются

верхи мантии под глубоководной частью впадины Охотского моря, также принадлежащей к структурам II типа развития.

Под прогибами I типа развития «базальтовый» слой характеризуется повышенными значениями скорости. Так, пластовые скорости в «базальтовом» слое Ферганской впадины, Южнокавказского прогиба 7,4 км/с. Наоборот, под прогибом II типа скорости в этом слое необычно низкие ( $6,4 \pm 0,2$  км/с в Закарпатском прогибе).

Величины теплового потока хорошо коррелируются с выделенными типами развития земной коры. В прогибах I типа тепловой поток ниже среднего для Земли (в Вт/м<sup>2</sup>): Предкарпатский (0,033), Терско-Каспийский (0,036), Месопотамский (0,037), Рионская (0,046) и т. д. Только в Индоло-Кубанском прогибе поток чуть выше нормы (0,052), при среднем значении для Земли 0,049 Вт/м<sup>2</sup>. Резко понижен тепловой поток и в прогибах I типа, развивающихся на океанической коре, — в глубоководных желобах в среднем 0,035 Вт/м<sup>2</sup>, в Центрально-Американском и Перуанско-Чилийском желобах всего 0,026 и 0,27 Вт/м<sup>2</sup>, т. е. вдвое меньше среднего потока для Земли.

Прогибы II типа развития характеризуются повышенными значениями теплового потока. Так, в Паннонской впадине он измеряется (в Вт/м<sup>2</sup>) величиной 0,08—0,1, в Японском море 0,08 и в глубоководной котловине Охотского моря 0,08—0,1.

Прогибы, находящиеся в состоянии изостатического равновесия, характеризуются величинами теплового потока, близкими к средним для Земли, например Мексиканский залив (0,046 Вт/м<sup>2</sup>).

Для положительных структур величина теплового потока лишь частично коррелируется с типами развития коры. Горно-складчатые сооружения, вовлеченные в новейшие поднятия и расположенные рядом с прогибами I типа, характеризуются тепловым потоком (в среднем 0,07 Вт/м<sup>2</sup>). Сильно повышен он в областях современного вулканизма (островные дуги) и в особенности в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов (0,15 Вт/м<sup>2</sup>). Таким образом, у положительных структур (поднятий) величина теплового потока зависит в первую очередь от современной тектонической активности.

Измерение магнитно-теллурическим зондированием электропроводимости верхней мантии обнаружило существенные различия в глубине залегания слоя повышенной электропроводимости. Прогибы I и II типов развития различаются глубинами залегания высокопроводящего слоя (см. табл. 6). Прогибам I типа свойственно глубокое положение электропроводящего слоя: под краевыми океаническими желобами — 200—400 км, под кайнозойскими краевыми межгорными прогибами — 150—250 км. Под прогибами II типа слой повышенной электропроводимости расположен в мантии на небольшой глубине: 30—60 км в Паннонской впадине и 40—60 км в Закаспии (Годинский гравитационный максимум).

Нетрудно видеть, что два различных типа развития земной коры, выделенные путем исследования отклонений от равновесия коры в мантии, разнятся и многими независимыми геофизическими параметрами. Это позволяет утверждать, что глубинные причины образования двух типов коры различны и предлагаемая классификация по типам развития имеет геофизическое обоснование.

Прогибы I и II типов развития различаются и по их сейсмической активности. Отрицательные структуры I типа, в особенности их обрамление, характеризуются повышенной сейсмичностью (Ферганская впадина, Предкопетдагский прогиб, Прибалханская впадина, Южнокавказский прогиб, глубоководные океанические желоба и т. д.). В прогибах II типа землетрясений почти нет. Это особенно наглядно видно на примере океанических впадин, которые, как правило, принадлежат к прогибам II типа. Даже в таких интенсивно развивающихся впадинах, как глубоководные части Охотского или Японского морей, коровых землетрясений нет.

Причина избирательности сейсмических явлений кроется в принципиальном различии глубинных механизмов, приводящих к образованию прогибов I или II типов развития. Прогибы II типа развития образуются за счет частичного плавления коры, вызванного высокой температурой. Высокая пластичность пород, находящихся в состоянии, близком к плавлению, не позволяет возникнуть сильным напряжениям, при которых только и возможны сейсмические проявления. В прогибах I типа «затягивание» коры в мантию проходит в условиях максимального нарушения изостатического равновесия при пониженном тепловом потоке. В этой обстановке создаются значительные напряжения в твердой коре, разрядка их происходит путем сильных землетрясений.

Наконец, подчеркнем еще одно существенное различие прогибов I и II типов развития. Прогибы I типа, возникновение которых связано с длительно живущими глубинными разломами, отличаются унаследованностью. Так, Южнокавказско-Балханский прогиб унаследованно развивался в течение герцинского и альпийского этапов, т. е. 350 млн. лет. Прогибам II типа унаследованность не свойственна. Формирование прогибов II типа происходит в результате интенсивного разогрева и проплавления низов коры. Зоны максимального разогрева не привязаны к каким-либо структурным линиям в коре и могут смещаться в плане. После разогрева в одном месте следующий подъем температуры может наступить в другой части прогиба и т. д. В результате этого «подкорковая эрозия» активно проявляет себя то под одним участком прогиба II типа, то под другим. Изостатическое опускание коры сильнее происходит там, где «эрозия» была активнее. На поверхности мы фиксируем это смещением в плане областей максимальных прогибаний.

Влияние мантии на земную кору проявляется в:

1) поступлении из мантии в кору и на земную поверхность флюидов и магмы, несущих химические соединения, участвующие затем в различных процессах в коре и на границе М;

2) возникновении мощных зон разуплотнения в мантии, приводящих к формированию горного рельефа (поднятия I типа);

3) возникновении направленных вниз антиизостатических движений, приводящих к образованию прогибов I типа развития;

4) изменении температуры в верхах мантии, что служит главной причиной смещения границы М по II типу развития — повышение температуры приводит к смещению границы М вверх (образование впадины), понижение температуры смещает границу М вниз.

Итак, мы видим, что если исключить специфические условия прогибов I типа (засасывание коры в мантию), то остальные процессы в коре и на границе М обусловлены одной общей причиной — возникновением в мантии зон частичного плавления. Разная интенсивность магматического процесса и различная глубина кровли зоны плавления способны вызвать явления, которые на земной поверхности могут отразиться как в виде поднятий, так и в виде прогибаний.

Если зона частичного плавления мантийных пород расположена так глубоко, что вызванная ею температурная аномалия не достигает границы М, то влияние этой зоны вследствие расширения вещества скажется на земной поверхности лишь в виде обширного дифференцированного поднятия, контур которого будет приблизительно совпадать с контуром слоя с пониженной скоростью (поднятие по I типу развития).

Поднятия по II типу выражены слабо. На платформах они, по-видимому, вызваны снижением температуры на границе М.

Если тепло от аномальной мантии несколько поднимет температуру и в зоне границы М, то это вызовет активное ее смещение вверх. Реакция коры на такое перемещение границы М выразится в образовании впадины (прогиб по II типу развития).

Когда из аномальной мантии в земную кору поступят достаточные объемы тяжелого основного или ультраосновного материала, то кора утяжелится и дополнительно погрузится. В природе мы находим все эти названные реакции коры на действия расположенного в мантии очага.

### Физические условия смещения границы М

В настоящее время граница М находится на глубинах от 10 км в океане (включая слой воды) до 75 км под высокогорными районами Памира. Следовательно, литостатическое давление на этой границе изменяется от 2 до  $20 \cdot 10^8$  Па. Температура на границе М колеблется от 150 до 1500 °С. И все же, несмотря на столь значительные колебания основных физических параметров на этой границе, сейсмические характеристики ее остаются почти неизменными. Это, пожалуй, наиболее удивительная особенность границы М. Объяснить подобные явления можно лишь исходя из представле-

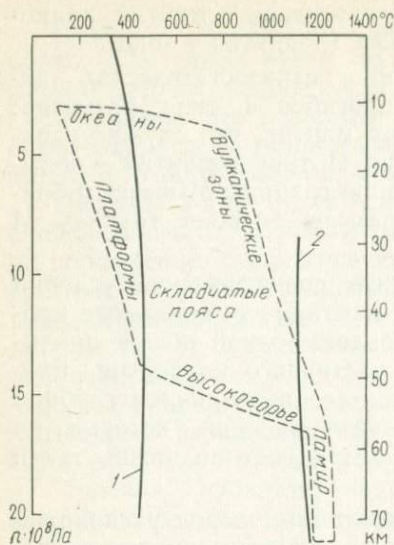


Рис. 14. Температура и давление на границе М:

1 — кривая серпентинизации; 2 — кривая частичного плавления гипербазитов в присутствии воды и летучих. Пунктиром обозначен контур, в пределах которого устойчива граница М

мают точки, характеризующие  $P-T$  условия границы М под корой океанических котловин. Они иллюстрируют обстановку существования границы М при минимальных давлениях и температурах. Справа к этой зоне примыкает область точек, характеризующих границу М в тех местах, где в настоящее время идет океанизация, сопровождаемая подъемом границы М по разрезу коры. Эта область точек сдвинута в сторону высоких температур, хотя глубины до границы М увеличиваются незначительно. Рост температуры ограничен  $900-1000^\circ\text{C}$ , при которых на этих небольших глубинах уже возникают условия плавления пород коры. Это области вулканизма.

Резко ниже расположены поля точек  $P-T$  условий границы М под континентальной корой. Крайний левый фланг с низкой температурой занимают точки давлений и температур на границе М под платформами. Далее следует обширное поле точек, отвечающее условиям на границе М под геосинклинально-складчатыми поясами. Большое разнообразие в величинах теплового потока и глубинах до границы М делает это поле точек самым обширным. Максимальные глубины границы М под горными хребтами в большинстве случаев оцениваются в 55 км (Альпы, Кавказ, Тянь-Шань и т. д.). Это соответствует условиям  $16 \cdot 10^8$  Па и температуре порядка  $1000-1100^\circ\text{C}$ . Здесь, собственно говоря, и следует ограничить верхний предел температур и давлений, характерных для гра-

ний о том, что граница М на разных глубинах сложена породами различного состава.

На рис. 14 сделана попытка ограничить область температур и давлений, при которых возможно в условиях Земли существование границы М. Контур этой области имеет форму неправильного ромба с длинной осью, направленной в сторону высоких давлений и температур. Однако в пределах этой области максимальное число точек, характеризующих  $P-T$  условия на границе М в том или ином конкретном районе, концентрируется в некоторых ее участках. В пределах области, где возможно существование границы М, отчетливо выделяются две зоны. Одна из них расположена вдоль нижней границы давлений, другая тяготеет к верхней границе давлений. Нетрудно видеть, что это области положения границы М под океанической и под континентальной корой. Нижний левый угол поля зани-

ницы М. Однако имеется один район (высокогорные участки Памира), где граница М фиксирована на значительно больших глубинах (60—75 км). Нетрудно видеть, что поле точек для Памирского профиля резко отскакивает в сторону от данных для всех других регионов. При температуре более 1100 °С в недрах Земли существуют условия частичного плавления ультрабазитов мантии в присутствии воды и летучих. В этом случае граница М разделяет твердые и частично расплавленные породы мантии. Поскольку кривые солидуса и температуры в Земле на этом участке почти параллельны, граница М может опуститься до глубин 70—80 км и более. Пока методом ГСЗ граница М на таких глубинах зафиксирована надежно лишь в одном месте — под высокогорными участками Памира, где она расположена в интервале 65—75 км.

Если рассматривать границу М под континентами, то мы видим три принципиально различных механизма ее образования. В средней части рис. 14 в широком диапазоне давлений и при температуре от 450 до 1100 °С граница М устойчива. Это те случаи, когда в коре выше границы М расположены метаморфические комплексы пород. Если температура опускается ниже 450 °С, то выше границы М могут находиться и серпентинизированные ультраосновные породы. При температуре выше 1100 °С ультраосновные породы также могут залегать выше границы М, если они частично расплавлены. Таким образом, при экстремально низких и экстремально высоких температурах в континентальной коре создаются условия, когда граница М смещается вниз по веществу мантии.

Под океанами стабильное положение границы М при крайне низких  $P$ — $T$  условиях мы объясним ниже (после анализа термодинамических условий, существовавших на границе М в протерозойскую и архейскую эры).

Выше было показано, что глубины залегания границы М определяются прежде всего температурой. Стоит увеличить минимальную температуру в земной коре на 100—150 °С и граница М под платформами окажется нестабильной. Если снизить на те же 100—200 °С максимальные температуры в Земле, то частичное плавление пород мантии станет невозможным и граница М на глубинах более 55 км также станет нестабильной. В этой связи представляет интерес анализ  $P$ — $T$  условий, существовавших в отдаленное геологическое время, когда температурный градиент был выше и, следовательно, температура в недрах планеты была более высокой.

Рассмотрим вероятную модель температуры и давления в раннем протерозое (приблизительно 2 млрд. лет назад). Всестороннее изучение метаморфических реакций в породах раннепротерозойской осадочно-вулканической серии, вскрытой Кольской скважиной, показали, что температурный градиент при прогрессивном метаморфизме составлял 40—100 °С на 1 км. На рис. 15 мы взяли температурный градиент для верхних 5—7 км коры в 80 °С на 1 км. С учетом постепенного выполаживания кривой роста температуры это соответствует положению зоны частичного плавления вещества мантии на глубине 22 км.

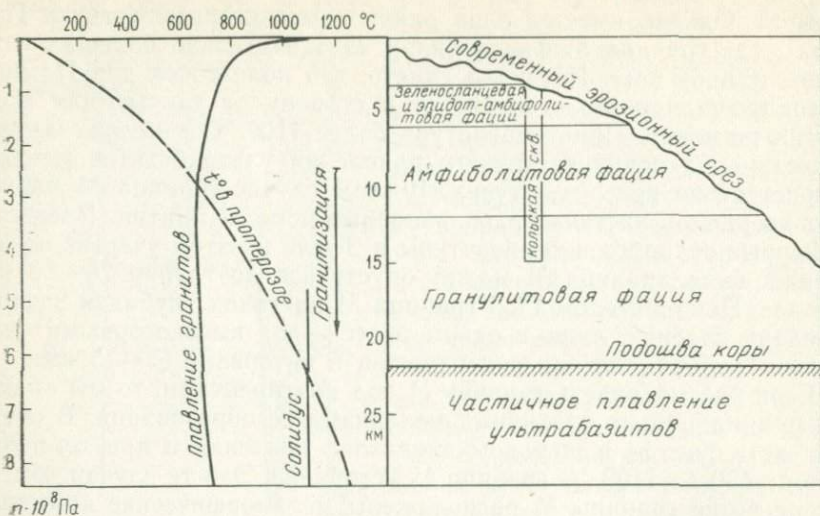


Рис. 15. Физические условия в земной коре в раннем протерозое (2 млрд. лет назад)

Согласно данным А. А. Сиворонина и А. И. Расихина (1976 г.) термобарогеохимические условия в раннем докембрии были следующими: зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации метаморфизма характеризовались температурными границами 300—500 °С; амфиболитовая фация 500—750 °С; гранулитовая 750—1100 °С. В соответствии с выбранным геотермическим градиентом на рис. 15 показаны глубины фациальных зон в раннепротерозойской коре. Отметим, что, исключая верхние горизонты амфиболитовой фации, флюидное давление было достаточным при указанных на рис. 15 глубинах залегания фациальных комплексов. На нижней границе гранулитовой фации (22 км), совпадающей по глубине с кровлей зоны частичного плавления ультрабазитов мантии, мы проводим подошву тогдашней земной коры (которую условно можно считать древней границей М). Отметим, что она отличается от современной границы М. При тех высоких температурах, которые существовали в раннепротерозойской земной коре, подкорковое вещество находилось в состоянии частичного плавления до глубин не менее 150—200 км. Таким образом, раннепротерозойская кора как бы покоилась на расплавленной оболочке, до некоторой степени аналогично тому, как в конце XIX—начале XX столетий предполагали контракционисты в отношении современной коры. Эта физико-химическая граница, расположенная на глубинах порядка 20—25 км, не оставалась непроницаемой для веществ, поступающих снизу из мантии и опускающихся сверху. Нижняя половина земной коры (с глубины около 10 км) находилась в таких термодинамических условиях, при которых возможно расплавление гранитов, причем температура их кристаллизации

становится близкой к температуре плавления, а гранитный расплав насыщен водой (по данным Л. Л. Перчука и В. В. Федькина, 1976 г.). В этой обстановке существовали условия формирования гранулитовой фации при одновременной интенсивной гранитизации. Большая часть земной коры представляла тогда гранулитогранитный слой, лежащий на ультраосновной мантии, находившейся в состоянии частичного плавления.

За последующие 2 млрд. лет раннепротерозойская кора частично была размыта. Вследствие неравномерности этого процесса есть участки, в пределах которых на дневную поверхность сейчас выведен гранулитовый слой раннепротерозойской коры и существует возможность вскрыть его подошву путем бурения.

В более ранний (архейский) этап развития Земли геотермический градиент, судя по метаморфизму этих пород, был еще выше (не менее 100 °С на километр). Следовательно, в архейской коре температура росла еще быстрее и область частичного плавления мантии (подошва архейской коры располагалась тогда на еще меньших глубинах, 10—15 км).

В заключение следует подчеркнуть следующее. Несмотря на различные глубины залегания, граница М проявляется как уровень резкого изменения физических свойств во внешних зонах Земли. Земное вещество ниже границы М более однородно по своим физическим свойствам, что наиболее ярко проявляется в почти постоянной скорости на этой границе. Осуществление А-равновесия выдвигает изостазию в качестве важного регулятора процессов в земной коре. Определение направленности перемещения этой границы становится ключом к расшифровке глубинных процессов. Активные силы, вызывающие смещение границы М, расположены в мантии Земли. Отсутствие в мантии повсеместно развитого слоя с пониженной скоростью и неглубокое (в коре) расположение уровня компенсации гляциоизостази ставят под сомнение факт существования астеносферы. Мы рассматриваем процессы в верхней мантии, не прибегая к гипотезе об астеносферном слое.

Процессы в верхней мантии оказывают решающее значение на явления, происходящие на границе М. В случае развития по I типу, когда земная кора поднимается и опускается под действием сил, приложенных к ней извне, роль мантии очевидна. Поднятие коры происходит вследствие увеличения объема мантийного вещества — его разуплотнения главным образом вследствие возникновения зон частичного плавления. Опускание коры происходит в результате антиизостатического засасывания материала коры в зонах развивающихся глубинных разломов (океанические желоба). Граница М при I типе развития смещается в направлении, противоположном движению коры, стремясь снять возникающие нарушения изостази.

В случае развития по II типу активная роль переходит к границе М. Рост температуры на границе М, вызванный подъемом расположенной в мантии зоны частичного плавления, приводит к смещению вверх этой границы, что сопровождается формирова-

нием впадины на земной поверхности. Смещение границы М вниз происходит вследствие снижения температуры.

Подчеркнем, что участки земной коры, где сейчас идут активные процессы, приводящие к значительному смещению границы М и где имеет место нарушение изостазии, распространены на земном шаре ограничено. В подавляющем числе районов имеет место равновесное состояние земной коры, плавающей на более плотной мантии, подчиняясь закону Архимеда.

Тот факт, что на границе М осуществляется механизм изостазии, свидетельствует о том, что процессы на границе М определяют развитие приповерхностных геологических структур. Чтобы более полно расшифровать явления на границе М, рассмотрим сейсмические свойства этой границы.

## СТРОЕНИЕ ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

### ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ОТ ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА

В настоящее время границу  $M$  повсеместно связывают с резким изменением скорости сейсмических волн от  $6,8-7,3$  до  $7,8-8,3$  км/с. Она характеризуется статистически стабильными ( $8,11 \pm \pm 0,22$  км/с) значениями граничной скорости, с нею связаны наиболее выразительные, легко опознаваемые на записях сейсмические волны различного типа, что делает эту границу опорной в верхней части литосферы.

Накоплен обширный материал, посвященный изучению сейсмических свойств границы  $M$ , который показал, насколько расширились наши представления о ее природе. Если со времен А. Моховичича и до 50-х годов граница  $M$  представлялась в виде резкого барьера между мощными однородными слоями, то сейчас очевидно, что переход кора — мантия является сложной зоной, существенно изменяющейся от региона к региону.

Развитие технических усовершенствований регистрации волн, применение широкополосной аппаратуры с последующим воспроизведением при различных фильтрах, введение в интерпретацию ЭВМ позволило использовать при анализе структуры границы  $M$  различные типы волн и тем увеличить детальность получаемых результатов.

Наконец, углубление наших знаний об общей структуре литосферы Земли и ее особенностях в различных тектонических зонах позволяет рассмотреть переход кора — мантия во взаимодействии с прилегающими частями нижней коры и верхней мантии. Все эти вопросы нашли свое отражение при рассмотрении сейсмической характеристики границы  $M$ .

В настоящее время граница  $M$  на континентах изучается в основном следующими классами волн: докритическими отражениями (ДО), закритическими отражениями ( $P^M_{отр}$ ), преломленными — слаборефрагированными ( $P^M_{пр}$ ), обменными типа  $PS$  (от близких и далеких землетрясений), регистрируемыми сейсмической аппаратурой «Земля»<sup>1</sup>.

Докритические отражения (ДО) позволяют изучать тонкую структуру границ раздела в непосредственной близости к пункту взрыва, результаты их интерпретации более точные. Однако область регистрации ДО в последующих вступлениях в интервале

<sup>1</sup> Волны  $PS$  от землетрясений, регистрируемые в сейсмологии, не рассматриваются.

расстояний от источника 0—100 км очень неблагоприятна из-за наличия здесь большого количества различных помех, связанных с верхней толщей. Тем не менее в последние годы во многих районах на континентах ДО выделяются при исследованиях МОВ, ГСЗ, попутно при работах КМПВ и широко используются при определении структуры земной коры.

Хорошие (интерпретируемые) докритические отражения получены от глубинных границ раздела в СССР (в Туркмении, Азербайджане, на Украине, Балтийском щите, Урале), ФРГ, США [9, 40, 45]. Повсеместно отмечается их невысокая по сравнению с закритическими отражениями интенсивность, малая длина осей синфазности, не превышающая 5—10 км, сравнительно высокие видимые частоты (10—18 Гц), быстрое затухание с удалением от источника. В целом отмечается, что запись ДО более стабильная и выразительная на платформенных участках по сравнению со складчатыми зонами. Уникальны по четкости и протяженности ДО, зарегистрированные в пределах восточной окраины Восточно-Европейской платформы. Не обнаруживаются эти волны на акваториях внутренних морей и в океанах.

Гистограммы распределения количества ДО по времени показали, что ширина максимума на гистограммах может составлять 1,0—1,5 с при количестве отражений 4—5 в с, а может иметь один четкий максимум.

Амплитуды ДО в абсолютных единицах получены на Урале и в Узбекистане. Кривые носят осцилирующий характер — отмечаются два максимума: близко к пункту взрыва ( $A_0$ ) и в области начальной точки ( $A_{н.т}$ ) и минимум на расстоянии 50—80 км от источника ( $A_{min}$ ). Для Урала отношение  $A_{н.т}/A_{min} = 2$  и  $A_{н.т}/A_0 = 0,8$ .

Частоты ДО плавно уменьшаются с удалением от источника. На фоне этого плавного изменения отмечается резкое понижение частоты ДО в области начальной точки, на основании чего Мейснером высказано предположение об изменении типа волны в этой области. Некоторые обобщенные данные о ДО от границы М приведены в табл. 7.

В последние годы в СССР, США и ФРГ по специальной методике, включающей плотное перекрытие (12—24-кратное) взрывного интервала, группирование вибраторов и увеличение временного интервала регистрации, проводятся исследования ОГТ, которые позволяют детально изучить структуру земной коры до глубин 30—50 км. С помощью ОГТ удалось обнаружить чрезвычайно сложное строение коры и, в частности, выявить тонкие особенности перехода кора — мантия. В связи с развитием глубинного ОГТ роль ДО в общей схеме интерпретации данных о границе М сильно возросла.

Закритические отражения ( $P^M_{отр}$ ). Разработка динамической теории сейсмических волн (Г. И. Петрашень, А. С. Алексеев и др., 1962 г.) позволила сделать заключение, что в волновом поле, наблюдаемом в ГСЗ, доминируют закритиче-

Сейсмические свойства докритических отраженных волн от границы М  
(по Г. А. Ярошевой с дополнениями)

| Район исследования                             | Длительность группы $\Delta t$ , с         | Протяженность интервала прослеживания, км | Преобладающая частота $f$ , Гц | Автор, год получения данных                       |
|--|--|---|--------------------------------|---|
| Тянь-Шань, Западная Туркмения, Алайская долина | 0,3 ( $R^* > 80$ км)<br>1,5—2,0<br>0,5—1,0 | 15—20<br>—<br>5—7                         | 10<br>8—10<br>8—10             | П. С. Вейцман,<br>И. П. Косминская<br>и др.; 1962 |
| Ферганская долина                              | 0,4—3,0<br>1,5—3,0<br>( $R=30-40$ км)      | До 5                                      | 12—14                          | И. С. Вольвовский<br>и др., 1962                  |
| Бухаро-Хивинский район                         | 0,5—0,8<br>( $R=250-300$ км)               | От сотен метров до 4—8 км                 | 9—15                           | Тот же  |
| Юго-Восточная Туркмения                        | 1,0—1,5<br>( $R=40$ км)                    | От сотен метров до 2—8 км                 | 16—20                          | К. Е. Фоменко,<br>1962                            |
| Центральный Казахстан                          | 1,5—2,0<br>( $R=50$ км)                    | —   | —                              | Д. Н. Казанли,<br>А. А. Попов; 1962               |
| Яно-Колымская зона                             | 1,0—2,0                                    | 2—3                                       | 8—12,5                         | Н. И. Давыдова<br>и др.; 1962                     |
| Восточно-Европейская платформа                 | 2,4—0,5<br>( $R=90-250$ км)                | 20—30                                     | 16—17                          | И. В. Померанцева<br>и др.; 1962                  |
| Балтийский щит                                 | —  | —   | 12—15                          | И. В. Литвиненко<br>и др.; 1962                   |
| Западный Узбекистан                            | —  | 0,3—0,4<br>до 4—5                         | —                              | В. Г. Белоусов<br>и др.; 1962                     |
| Украинский щит                                 | —  | 0,5—1,5<br>1,5—2,5                        | 13—15                          | А. В. Чекунов,<br>Пустовалова;<br>1964            |
| Куринская впадина                              | —<br>( $R \sim 30$ км)                     | 1—2                                       | 10—18                          | М. М. Раджабов<br>и др.; 1970                     |
| Венгрия  | —  | —   | 20—30                          | Galfi, Stegena;<br>1960                           |

| Район исследования | Длительность группы $\Delta t$ , с | Протяженность интервала прослеживания, км | Преобладающая частота $f$ , Гц | Автор, год получения данных |
|--------------------|------------------------------------|---|--------------------------------|-----------------------------|
| Калифорния         | 0,8—1,0                            | 1   | 20                             | Dix, 1965                   |
| Канадский щит      | —                                  | —   | 14—15                          | Kanasewich, Gunning; 1965   |
| ФРГ                | 0,5—1,3                            | 0,3—1,0                                   | 20—40                          | Dohr, Fuchs; 1967           |
| ФРГ                | 1,0—2,0                            | 1—2                                       | 12—16                          | Fuchs, 1969                 |
| ФРГ                | 1,0—1,5                            | 0,5—1,0                                   | 18—20                          | Angenheister, 1971          |

\*  $R$  — расстояние от источника.

ские отражения от границы  $M$ , которые ранее часто интерпретировались ошибочно как головные волны от поверхности «базальтового» слоя.

Волны  $P^M_{отр}$  характеризуются высокой интенсивностью, сложной формой записи, многофазностью, гиперболической формой годографа, сравнительно низкочастотным спектром, незначительным затуханием, наибольшей длиной интервала непрерывной корреляции. С накоплением материалов обнаруживаются значительные различия этих волн на разных участках континентов. Наиболее полно волны  $P^M_{отр}$  проанализированы в работе [9]. Намечается 4 типа структуры волнового пакета  $P^M_{отр}$ : а) одна четкая компактная волна; б) две-три компактные волны; в) дуг квазисинусоидальных фаз; г) некомпактная группа.

Наиболее распространены типа а и в. Протяженность непрерывного прослеживания волн  $P^M_{отр}$  обычно достигает 40—60 км, иногда до 100 км. Преобладают частоты 10 Гц, реже 8—5 Гц. Области регистрации волн  $P^M_{отр}$ , как правило, не превышают 120—150 км, редко достигают 200—250 км. Значения  $v^*$  преимущественно составляют 6,5—7,2 км/с; отмечены очень низкие асимптотические значения  $v^* = 5,9—6,0$  км/с.

Обычно отмечается сложная форма записи волн  $P^M_{отр}$ . На Украине [28] волны  $P^M_{отр}$  характеризуются двумя и более близкими группами колебаний, количество которых изменяется от участка к участку. Фронтальная и тыловая части каждой группы весьма изменчивы, внутри группы при общей продолжительности

записи до 1,0—1,5 с самыми интенсивными становятся разные фазы. Некоторые участки Украинского щита и Днепровско-Донецкая впадина характеризуются регистрацией простых, выдержанных по форме трех-четырёхфазных колебаний большой интенсивности. Замечено внезапное исчезновение отдельных фаз волны  $P_{отр}^M$  в Западной Европе и переход основной энергии волн от одной фазы к другой, при котором создается сложное затухание волны [25].

Покрывающая осадочная толща, по-видимому, не влияет на интенсивность и форму записи волн  $P_{отр}^M$ . Так, на Украинском щите и в пределах вала Карпинского практически при полном отсутствии осадков на многих участках зарегистрированы волны  $P_{отр}^M$  интерференционного вида, с большой продолжительностью регистрации, а в Днепровско-Донецкой впадине и в Терско-Каспийском прогибе волны  $P_{отр}^M$  — простые по форме.

Вопрос, чем обусловлена сложная форма записи волн  $P_{отр}^M$ , все еще остается не решенным. Многочисленные расчеты теоретических сейсмограмм для различных сред показывают, что основное влияние на динамику этой волны оказывает толща консолидированной коры, в которой проходит большая часть ее пути. Интересны в этом отношении исследования, выполненные в пределах вулкана Мон-Дор на Французском массиве, при которых с помощью волны  $P_{отр}^M$  произведено «просвечивание» тела вулкана. Площадная расстановка нескольких десятков однотипных сейсмостанций регистрировала эти волны, возбужденные 4—5 пунктами взрыва с разных азимутов [46]. На рис. 16 на сейсмограммах можно видеть, как сильно меняется форма записи волны  $P_{отр}^M$ , при том, что время вступления этой волны варьирует в пределах всего  $\pm 0,2$  с. Совместная интерпретация первых волн и отражения от границы М позволили выявить в консолидированной коре данного участка несколько тел с различными пластовыми скоростями, связанных с деятельностью вулкана, и связать форму записи волны  $P_{отр}^M$  с влиянием на нее именно этих неоднородностей.

В то же время специальные исследования изменчивой и сложной записи волн  $P_{отр}^M$  на Балтийском щите [7] показали возможность объяснить эти особенности волны микрорельефом отражающей границы М. Было показано, что векторы падения, определяемые по разным группам  $P_{отр}^{M_1}, M_2, M_3, \dots$ , оказались на одной глубине, но от разных элементов поверхности.

Столь же неопределенно объясняется и форма годографа волн  $P_{отр}^M$ . Принято считать, что она гиперболическая. Действительно, во многих регионах континентов она вполне согласуется с теоретической для определенных классов моделей земной коры. Однако при более детальном анализе формы годографа и сопоставлении ее с теоретической, рассчитанной для более сложных моделей коры и перехода кора — мантия, «уложить» ее в единую гиперболу не удастся. Чаще всего более близкий к источнику участок годографа бывает более пологим, а удаленный — более крутым. В некоторых работах [42] криволинейный годограф волны  $P_{отр}^M$  пы-

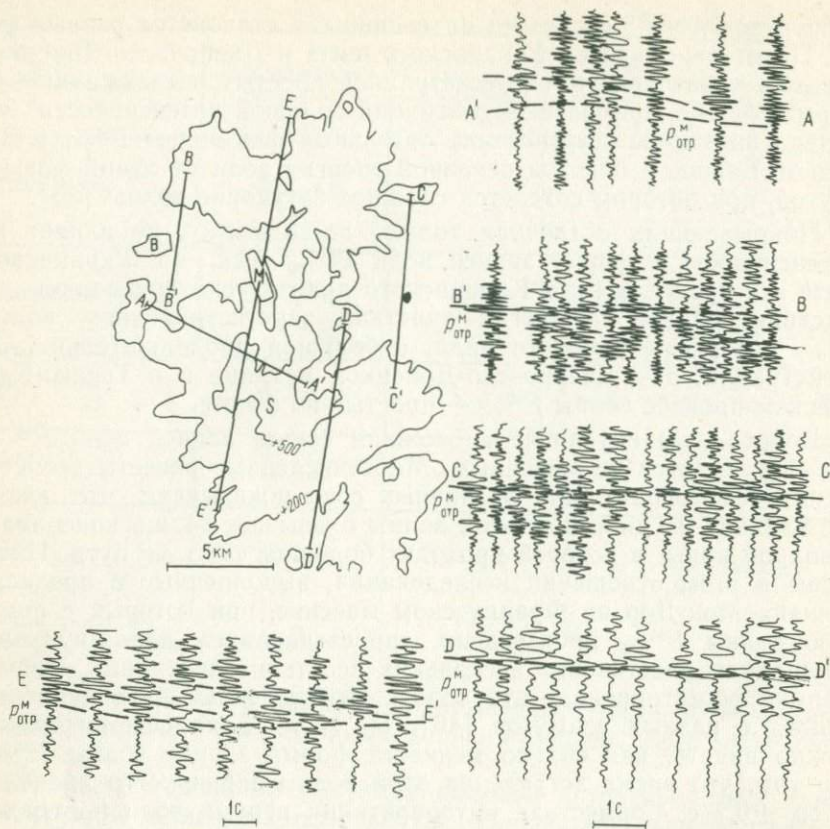


Рис. 16. Типы записей волны  $P_{OTR}^M$ , полученные на различных участках области потухшего вулкана Мон-Дор на Французском массиве

таются согласовать с теоретическим годографом, разделив его на отдельные части. На рис. 17 представлены годографы  $P_{OTR}^M$ , составленные из четырех отрезков  $C_1, C_2, C_3, C_4$ , и модели строения среды, соответствующие каждому из выделенных отрезков годографа. При этом указывается, что если длительность записи отдельной волны ( $\Delta t$ ) находится в пределах одной или двух длин волн ( $\lambda=0,2$ ), то появление этих новых волн можно отнести за счет формы падающего импульса; большая величина  $\Delta t$  связана, очевидно, с влиянием строения самой границы М.

Преломленные (слаборефрагированные) волны ( $P_{пр}^M$ ) являются наиболее стабильным и надежным источником сведений о границе М в сейсмологии и ГСЗ. Они зарегистрированы практически повсеместно на удалениях более 140—150 км от источника колебаний. В отдельных регионах (Рионская впадина, Рейнский грабен, отдельные участки Тихоокеанской переходной зоны) волна  $P_{пр}^M$  не зарегистрирована. Потери первых фаз

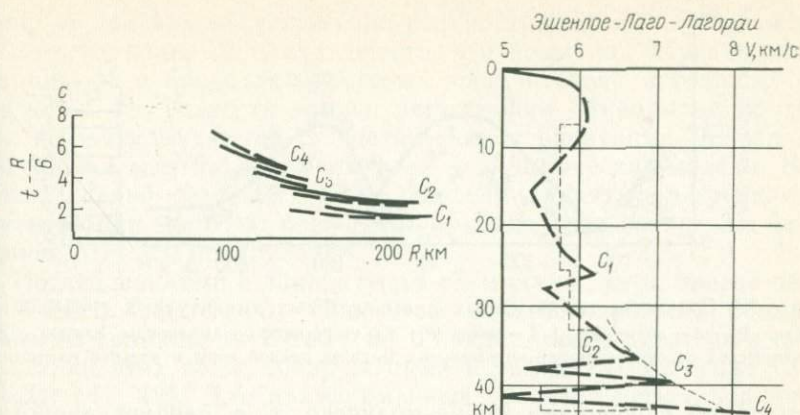


Рис. 17. Редуцированный годограф и модель земной коры вдоль профиля Эшенлоэ—Лаго—Лагоран

волны  $P_{пр}^M$  обычно связываются с небольшой мощностью источников и недостаточной чувствительностью аппаратуры. Работы с использованием мощных источников в ряде случаев позволили зарегистрировать волны  $P_{пр}^M$  на больших удалениях. При десяти-тонном взрыве в Англии (Шотландия) удалось зарегистрировать в ФРГ и во Франции на удалениях 900—1300 км волну с  $v = 8,2$  км/с; в Индии от мощного источника волна  $P_{пр}^M$  с  $v^* = 8,16$  км/с прослеживается в первых вступлениях до расстояний 2000 км. В районе Гренвильского фронта в Канаде волна  $P_{пр}^M$  регистрировалась до расстояний более 800 км — до максимальной длины отработанного годографа с  $v^* = 8,15 \pm 0,08$  км/с [39]. В Канадских Кордильерах волна с  $v^* = 8,06$  км/с зарегистрирована до расстояний 1000 км. Наряду с этим в ряде районов волны  $P_{пр}^M$  имеют небольшую протяженность. В районе Байкальского рифта волна  $P_{пр}^M$  с  $v^* = 7,7$  км/с отмечена в интервале расстояний 180—350 км, после чего она сменяется другой волной с  $v^* = 8,2$  км/с. Аналогичная смена волн отмечается в области Восточно-Африканского рифта на удалениях  $\sim 430$  км от пункта взрыва, в североамериканской провинции Бассейнов и Хребтов — на удалении около  $\sim 400$  км, в Рейнском грабене — на 215 км. Делались попытки исследовать причины малой области регистрации и низкой интенсивности волн  $P_{пр}^M$  с помощью моделирования. Например, с помощью двумерного моделирования были созданы тектонические условия участка Рейнского грабена. Модель состояла из алюминиевой заостренной пластины, имитирующей интрузию, внутри плексигласового полупространства. Было установлено, что наиболее интенсивными в этих условиях являются головная волна от поверхности пластины, отраженная от нижней ее плоскости, и дифрагированная от «острия» этой пластины (амплитуды последних волн резко убывают по мере удаления от точки дифракции). Преломленной волны от поверхности полупространства (подшвы интрузии),

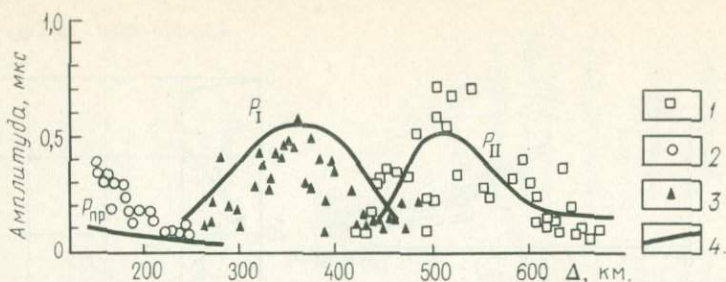


Рис. 18. Сравнение наблюдаемых и вычисленных амплитудных графиков: 1 — волна  $P_{II}$ ; 2 — волна  $P_{M_{пр}}$ ; 3 — волна  $P_I$ ; 4 — теоретические амплитуды, взятые с синтетических сейсмограмм для оптимальных моделей земной коры и верхней мантии

связываемой с границей  $M$ , не получено, т. е. следует допустить существование вполне реальных геологических причин, влияющих на интенсивность (а следовательно, дальность регистрации) исследуемых волн [38].

Вопрос о дальности регистрации волн  $P_{M_{пр}}$  непосредственно связан с вопросом слоистости мантии. При существовании слоистости область прослеживаемости волны  $P_{M_{пр}}$  ограничена.

Во Франции при длине годографа более 900 км обнаружено, что волна  $P_{M_{пр}}$  с  $v^* = 8,15$  км/с регистрируется в интервале  $\sim 150$ —200 км, после чего сменяется волнами  $P_I$  с  $v^* = 8,1$ —8,3 км/с, а с 400 км волной  $P_{II}$  с  $v^* = 8,3$ —8,6 км/с. Каждая из выделенных волн имеет свои характерные особенности. На рис. 18 представлены значения амплитуд этих волн в абсолютных значениях, характер их изменения с удалением от пункта взрыва и сопоставление с теоретическими, рассчитанными для модели расслоенной мантии. Отчетливо видно отличие первой волны  $P_{M_{пр}}$  от последующих [43].

Годограф волн  $P_{M_{пр}}$  близок к прямолинейному. Граничная скорость на границе  $M$ , определенная по волнам  $P_{M_{пр}}$ , равна  $8,0$ — $8,2 \pm 0,3$  км/с на всех континентах и рассматривается как опорный параметр границы  $M$ . Меньшие  $v_T$  установлены в отдельных рифтовых зонах. Общим свойством волн  $P_{M_{пр}}$  для континентов являются сравнительно высокие частоты (на 3—5 Гц выше, чем у волн  $P_{M_{отр}}$ ) и меньшие по сравнению с этими волнами амплитуды. Форма записи волн  $P_{M_{пр}}$  также менее сложная. Амплитуды волн  $P_{M_{пр}}$  сильно варьируют для различных регионов от очень слабых, быстрозатухающих, до соизмеримых с амплитудами волн  $P_{M_{отр}}$ .

Обменные волны типа  $PS$ . С развитием аппаратного комплекса «Земля» и методики работ с этой аппаратурой (А. И. Мозженко, И. В. Померанцева, 1965—1968 гг.) появилась возможность изучать глубинные границы раздела в Земле с помощью обменных проходящих волн, возбуждаемых землетрясениями и взрывами.

Волны  $PS$  зарегистрированы на эпицентральных расстояниях  $0^\circ$ — $160^\circ$  в диапазоне частот от 0,5 до 10—20 Гц. Лучи волн  $PS$  осо-

бенно от далеких землетрясений распространяются на выходе почти по вертикальным направлениям, что позволяет изучать рельеф границы  $M$  в пределах отдельных, сравнительно небольших блоков коры. По разности времен регистрации обменных и продольных волн составляются статистические и временные модели земной коры и мантии, по амплитудам — динамические модели. В качестве оценки строения границ раздела приняты следующие характеристики волн  $PS$ : количество обменов ( $N$ ), амплитуда, форма записи,  $\Delta t_{PS-P}$  и поляризация.

Исследованиями с аппаратурой «Земля» изучены многие регионы СССР, ГДР, Кубы. При этом зарегистрированы обменные волны от границы  $M$ . В табл. 8—9 представлены некоторые характеристики этих волн, обнаруженные в различных регионах СССР и ГДР [41, 48]. Для платформенных областей четкость и интенсивность волн  $PS$  от границы  $M$  значительно выше, чем для складчатых областей. Такая же закономерность отмечается для асейсмичных регионов по сравнению с сейсмоактивными. Для региона Ташкента отмечается, например, что поверхность  $M$  в поле обменных волн представляется одной или двумя сильными границами, которые могут прослеживаться вместе, чаще по сейсмограммам выделяется одна из них. Область прослеживания этих волн незначительная. Форма записи довольно сложная. Затухание волн  $PS$  сильное.

Следует остановиться на опыте работ методом вертикального сейсмического профилирования (ВСП), основанного на изучении процесса распространения сейсмических волн по наблюдениям во внутренних точках среды, который показывает недостаточность физического обоснования методов интерпретации данных обменных волн и ненадежность критериев отождествления волн  $P$  и  $PS$  на записях вертикальной и горизонтальной составляющих колебаний, соответствующих одной и той же границе (Р. М. Гальперина, 1972 г.). Это особенно четко проявляется при наличии в верхней толще резких границ раздела (скачок скорости поперечных волн 0,3—0,5), когда корреляция глубинных волн  $PS$  становится неоднозначной.

Вероятно, имеющиеся недостатки метода обменных волн будут изучаться по мере накопления материалов. Сейчас же с помощью этого метода получен обширный материал о глубинах залегания, рельефе и характере границы  $M$ , особенно в таких труднодоступных районах, как Сибирь и Малый Кавказ, который широко используется в последующей геолого-геофизической интерпретации.

В некоторых районах (Шотландия и др.) при работах ГСЗ на сейсмограммах обнаружены отраженные обменные волны  $P_mS$ , они зарегистрированы на удалениях 36—80 км от пункта взрыва в последующих вступлениях через 4—6 с после регистрации продольных отраженных волн  $P_{отр}^M$  от этой же границы (рис. 19).

На большинстве записей вертикальных приборов они имели высокую амплитуду; еще более четко они записаны горизонтальными приборами [44].

Сейсмические свойства обменных волн от границы М в пределах отрицательных геологических структур

| Район исследования                             | Волны | $\Delta t_{PS-P}$ , с | $N(\Delta t_{PS-P})$ , % | $\bar{K} = v_P/v_S$ | Качественная оценка амплитуд       | Тип границы      | $v_P$ , км/с | $v_S$ , км/с | $H$ , км |
|--|-------|-----------------------|--------------------------|---------------------|------------------------------------|------------------|--------------|--------------|----------|
| Юго-восток Восточно-Европейской платформы      | $M_1$ | 5,8                   | 1,3                      | 2,0                 | Четкие                             | Переходная зона  | 8,1          | 4,1          | 41       |
|  | $M_2$ | 6,7                   | 1,7                      | 2,0                 | Сравнительно интенсивные           |                  | —            | 4,2          | 47       |
| Прикаспийская впадина (межкупольная зона)      | $M_1$ | 7,0                   | 2,7                      | 2,0                 | Средней интенсивности              | То же            | 7,8          | 3,7          | 38       |
|  | $M_2$ | 7,8                   | 2,7                      | 2,0                 |                                    |                  | —            | —            | 47       |
| Прикаспийская впадина (зона развитых куполов)  | $M_1$ | 6,9                   | 1,3                      | 2,0                 | Слабые                             | " "              | 7,7          | 3,7          | 42       |
|  | $M_2$ | 8,5                   | 0,8                      | 2,0                 |                                    |                  | 7,8          | 3,9          | 53       |
| Азово-Кубанская впадина (Предкавказская часть) | $M_1$ | 6,2                   | 1,9                      | 0,8                 | Четкие<br>Сравнительно интенсивные | " "              | 8,0          | 4,4          | 41       |
|  | $M_2$ | 7,0                   | 1,0                      | —                   |                                    |                  | —            | —            | 51       |
| Восточно-Кубанский прогиб                      | $M_1$ | 6,3                   | 6,9                      | 1,7                 | Средней интенсивности              | Одна поверхность | 8,0          | 4,6          | 38       |
| Западно-Кубанский передовой прогиб             | $M_1$ | 11,2                  | 3,7                      | 2,5                 | То же                              | То же            | 8,0          | 4,3          | 40       |
| Северо-Германская впадина                      | $M_1$ | 5,2                   | 7,0                      | 1,8                 | Очень сильные                      | Переходная зона  | 7,6          | 4,4          | 34       |
|  | $M_2$ | 5,8                   | 7,8                      | 1,8                 |                                    |                  | 8,1          | 4,7          | 33       |

Сейсмические свойства обменных волн от границы М  
в пределах положительных геологических структур [48]

| Район исследования                          | $\Delta t_{PS-p}$ , с | $N(\Delta t_{PS-p})$ , % | $A_{PS}/A_{PP}$ | H, км |
|---|-----------------------|--------------------------|-----------------|-------|
| Балтийский щит                              | 5,0                   | 4,5                      | 0,1—0,35        | —     |
| Алданский щит                               | 4,6                   | 2,3                      | —               | —     |
| Юго-Восток Сибирской платформы              | 4,5                   | 5,0                      | 0,2—0,55        | —     |
| Туранская плита                             | 4,9                   | 2,8                      | 0,1—0,3         | —     |
| Памиро-Тяньшаньский складчатый пояс         | 5,8                   | 5,1                      | —               | —     |
| Копет-Даг                                   | 5,6                   | 2,8                      | 0,3—0,7         | —     |
| Селенганская депрессия                      | 4,1                   | 3,8                      | 0,3—0,35        | —     |
| Зеленокаменная синклинозная зона Казахстана | 5,6                   | 5,2                      | —               | 48    |
| Восточно-Мугуджарская антиклинальная зона   | 5,6                   | 5,7                      | —               | 48    |
| Ирицкая синклинозная зона                   | 5,7                   | 4,0                      | —               | 49    |
| Зауральская антиклинальная зона             | 5,5                   | 7,0                      | —               | 46    |

Поперечные волны от границы М при работах ГСЗ были зарегистрированы лишь в некоторых районах (Украина, Скандинавия, Русская плита). Для этих регионов отмечается высокая амплитуда отраженных волн от границы М и их быстрое затухание с удалением от источника. Для Балтийского щита также указывается, что интенсивность волн, преломленных на поверхности М,

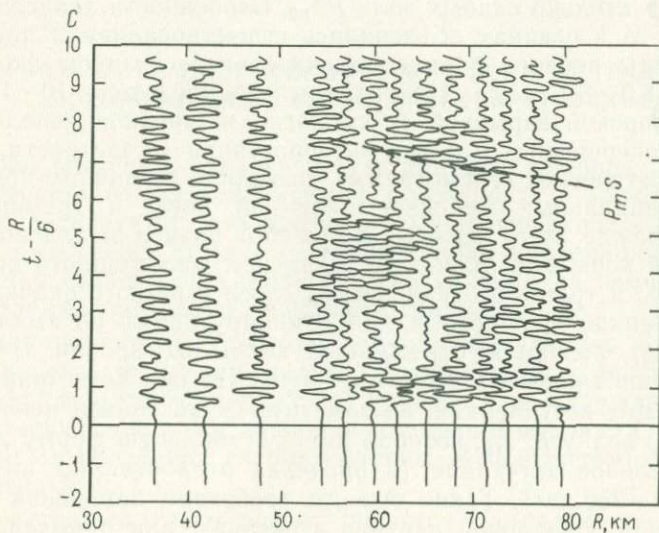


Рис. 19. Запись отраженной обменной волны  $P_mS$  от границы М

весьма мала. Граничная скорость на подошве земной коры по данным поперечных волн 4,73 км/с, средняя скорость в земной коре  $\sim 3,7$  км/с.

Рассмотрим особенности волновой картины, связанной с границей М в океанах. До настоящего времени волновая картина, связанная с границей М в океанах, представлялась достаточно простой. Повсеместно выделялась только волна  $P_{пр}^M$ , по которой определены глубины границы М (6—20 км) и граничные скорости, имеющие значения 7,2—7,7 км/с в активных районах типа срединно-океанических хребтов и более 8 км/с в платформенных регионах.

В последние годы в некоторых районах океанов (Мексиканский залив, Марианская впадина, северо-восток Тихого океана) выполнены сейсмические исследования на профилях большой длины — до 400—600 км. Было установлено существование волн высокой интенсивности (большей, чем у волн  $P_{пр}^M$ ) от границы раздела, расположенной ниже границы М на 8—9 км, имеющей кажущуюся скорость 8,4—8,7 км/с. Яркие динамические особенности второй волны сходны с волной  $P_{отр}^M$  континентов. На основании этого Н. К. Булин предположил в 1980 г., что подошвой земной коры океанов является вторая граница, а первая волна, связываемая в океанах с границей М, на самом деле образуется на кровле четвертого океанического слоя — аналога «базальтового» слоя континентов.

Регистрация в океанах преимущественно сильных и четких волн  $P_{пр}^M$  позволяет представлять границу М здесь отличной от перехода кора — мантия на континентах, где повсеместно этот раздел характеризуется наличием сильных закритических отражений  $P_{отр}^M$  и сравнительно слабых волн  $P_{пр}^M$ . Особенности записей волн от границы М в океанах объяснялись существованием в подошве коры границы первого рода со значительным скачком скорости (от 6,8 до 8,0—8,1 км/с). Накопленный за последние 10—15 лет материал морской взрывной сейсмологии и широкое использование более совершенных методов интерпретации (в частности, с помощью теоретических сейсмограмм) позволили по-новому представить принципиальные особенности земной коры и границы М океанов. Прежде всего расчеты волнового поля для типовой модели земной коры этих районов с наличием маломощного осадочного, второго и третьего океанических слоев и резкого скачка скорости на границе М показали, что доминирующими по амплитуде (в 5—8 раз) являются отраженные волны от кровли третьего слоя и подошвы коры. И несмотря на то, что они регистрируются в последующих вступлениях, не заметить их на записи невозможно, особенно волну  $P_{отр}^M$ , которая имеет стабильную форму записи и незначительное затухание (в пределах отработанных интервалов, до 200—250 км). Такие выводы требовали изменения представления или о волновой картине в океанах, или о модели земной коры. Последующий пересмотр материалов показал, что, действительно, на всех профилях, которые были получены в послед-

ние годы, и на отработанных ранее и пересмотренных теперь, в последующих вступлениях регистрируется четкая волна  $P^M_{отр}$ . При первоначальной интерпретации эта волна была проигнорирована [49]. Выделение волны  $P^M_{отр}$  на океанах имеет принципиальное значение, так как делает общими волновые характеристики границы  $M$  на океанах и континентах, а совместная интерпретация двух типов волн от границы  $M$  позволила представить ее не только в виде границы первого рода, но и в виде переходной зоны мощностью 1—3 км, что тоже сближает свойства океанической границы  $M$  с «сухопутной». Вероятно, в ближайшие годы в связи с новыми представлениями о земной коре океанов данные о волновых характеристиках границы  $M$  и особенностях ее строения в этих регионах будут быстро расти.

Таким образом, из данных региональных сейсмических исследований следует, что граница  $M$  — наиболее выдержанный по площади и самый выразительный сейсмический репер глубже поверхности фундамента. Однако свойства этой границы меняются от участка к участку: на одних она является хорошей отражающей поверхностью и на ней не образуются или образуются очень слабые преломленные (слаборефрагированные) волны, на других — только преломляющей, на третьих — и отражающей, и преломляющей. Имеются районы, где граница  $M$  является четкой границей обмена с наличием интенсивных волн  $PS$ ; есть участки, где волны  $PS$  маловыразительны. Все эти особенности волн  $P^M$  с очевидностью показывают прямую зависимость их от типа среды, в которой они образовались, и выяснение связи между сейсмическими характеристиками границы  $M$  и ее геологической природой является в настоящее время первостепенной задачей.

### СВЯЗЬ ДИНАМИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ОТ ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА С ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ

Чтобы выяснить геологическую природу границы  $M$ , необходимо сопоставить ее сейсмические особенности с характером геологических структур, развитых на земной поверхности. Если окажется, что между ними есть определенная корреляция, то будут основания считать, что геологические явления на земной поверхности взаимосвязаны со свойствами границы  $M$ .

С тектоническим строением земной поверхности будут сопоставлены следующие три группы факторов, характеризующих сейсмические свойства границы  $M$ : 1) изменение по площади динамики сейсмических волн; 2) вариации граничной скорости ниже раздела  $M$ ; 3) колебания глубин границы  $M$  под разными по развитию регионами.

В настоящей главе рассматривается изменение по простиранию (т. е. при переходе от одной геологической структуры к другой) динамики волн, зарегистрированных от границы  $M$ .

## Диагностические признаки волн, характеризующих модели границы М

Как было показано выше, в настоящее время граница М изучается несколькими классами волн, каждый из которых несет определенные сведения о характере перехода от коры к мантии: граничной скорости вдоль поверхности, скачке скорости, средней скорости в покрывающей толще, градиенте скорости ниже границы М; ее свойствах (ровная, резкая, нарушенная и т. д.); характере самого перехода М (граница или переходная зона того или иного типа). Полные сведения о границе М можно получить лишь в том случае, если имеются записи всех типов волн. Однако, как показал анализ сейсмического материала, характер волнового поля, связанного с границей М, значительно меняется от региона к региону. Это выражается в резком изменении динамики различных волн, а также в регистрации определенных классов волн. Морфология поверхности М и ее скоростные параметры определяют кинематику волн от границы М, а со свойствами границы в большей степени связаны динамические особенности этих волн. Поэтому в связи с необходимостью исследований природы глубинных границ изучению динамики волн сейчас уделяется все большее внимание. Выполнен значительный объем теоретических расчетов динамики сейсмических волн, возникших на различных типах границ раздела, и теоретических сейсмограмм, на основе которых определены некоторые диагностические признаки структуры слоев и границ раздела. Данные о таких расчетах и методике использования их для изучения тонкой структуры области М обобщены Н. И. Давыдовой [9].

Динамика волн на сейсмограммах определяется следующими основными факторами: 1) типом границы; 2) мощностью слоев; 3) характером падающей волны; 4) свойствами регистрирующей аппаратуры; 5) слоистостью покрывающей толщи; 6) поглощением среды. Влияние всех этих факторов на динамику волн от границы М сводится к следующему.

В настоящее время имеется несколько классификаций границ раздела в среде применительно к переходу кора — мантия по скоростному, морфологическому признакам, физическим свойствам и т. д. По скоростному и структурному признакам выделяют простые (резкие и нерезкие) и сложные (переходные зоны с нарастанием скорости, с инверсией скорости, пачки слоев) границы. По скоростному признаку Г. А. Ярошевской границы разделены тоже на два класса — со скачком скорости и скачком градиента скорости.

Обобщенный график  $A(x)$  для простых моделей имеет вид двугорбой кривой с максимумом в области источника  $A_0$  и начальной точки  $A_{н.т.}$  Расчеты второго приближения  $A(x)$  подтвердили принципиальные особенности такого графика, но получены несколько более низкие абсолютные значения интенсивности, и  $A_{max}$  сместилось на большие расстояния от пункта взрыва. Амплитуда  $P_{пр}^M$

в 10—100 раз ниже амплитуды  $P_{\text{отр}}^M$  (А. С. Алексеев, 1962 г.), затухание их резкое.  $A_0$  тем больше, чем меньше отношение  $n$  скорости над границей М к скорости под ней; амплитуда преломленной волны, наоборот, меньше.  $A_{н.т}$  менее чувствительна к  $n$ , чем  $A_0$ : при изменении  $n$  от 0,60 до 0,95  $A_c$  уменьшается на порядок, а  $A_{н.т}$  — не более чем в два раза. Чем меньше  $n$ , тем меньше расстояние от источника до начальной точки и меньше  $A_{н.т}/A_0$ .

В случае наличия градиента ниже границы М, даже очень незначительного, амплитуда  $P_{\text{пр}}^M$  увеличивается и на некоторых удалениях становится соизмеримой с амплитудой закритического отражения. Расчеты второго приближения еще больше подчеркивают эту закономерность. У волны  $P_{\text{отр}}^M$  в этом случае появляется предельная точка. Форма записи отраженных и преломленных волн является суммарным эффектом падающей и образующейся волны. Групповой характер волны  $P_{\text{отр}}^M$  в случае простой границы М объясняется интерференцией этой волны с кратными, образовавшимися на границах в осадочной толще. Отмечается также увеличение интенсивности более поздних фаз этой волны с удалением от пункта взрыва.

Для случая сложных границ с нарастанием скорости отраженные волны характеризуются большей амплитудой и резким убыванием  $A$  с увеличением частоты. Интенсивность головных волн очень разная за счет того, что на таких границах образуются сложные квазиголовные, слаборефрагированные, интерференционные волны, интенсивность которых является суммарной величиной Г. А. Ярошевской этот случай конкретизирован в зависимости от мощности переходной зоны. Если она представляет собой толстый слой ( $h > 5\lambda$ ), в области критической точки понижается частота отраженной волны за счет интерференции ее с преломленной (до 3—4 Гц). При наличии слоя с промежуточной мощностью ( $5\lambda > h > (1-1,5)\lambda$ ) в критической и закритической областях появляется сложная интерференционная волна  $P_{\text{отр}}^M$ , корреляция внутри которой может быть ложной. При тонкослоистой переходной зоне ( $h < (1-1,5)\lambda$ ) отмечаются увеличение  $A_0$ , резонансный спектр ДО и низкочастотный характер преломленных волн, изменчивость формы записи, времен прихода и числа прослеживаемых границ.

Форма записи преломленных волн, как правило, даже при очень сложном строении границ достаточно простая. Квазиголовные волны имеют реверберационный характер записи. Но использовать это свойство для опознавания характера перехода кора — мантия не удалось, так как для изученных типов перехода наиболее надежно определяемые по записям ГСЗ отношения  $A_{\text{отр}}/A_{\text{пр}}$  почти одинаковы. Для инверсионных переходных зон график  $A(x)$  имеет такую же форму, как и в случае границ первого рода. В интерференционном колебании от пачки слоев доминирует отражение от кровли высокоскоростного слоя.

В случае такой пачки форма записи ДО сложная, длительная, иногда состоящая из нескольких волн, форма записи закритичес-

ких отраженных волн более компактная. Прерывистость ДО может быть объяснена выклиниванием пачек.

Волны  $PS$  имеют здесь непротяженные области прослеживания вследствие изменчивости формы записи.

При произвольной пачке слоев со слабой флуктуацией структуры форма записи отраженных волн более устойчива и возможна фазовая корреляция на значительные интервалы, при большой флуктуации структуры границы  $M$  форма записи отраженных волн сильно меняется.

На основании анализа динамических особенностей регистрируемых волн от границы  $M$  в работе Н. И. Давыдовой [9] сформулированы диагностические динамические признаки волн для различных типов моделей границы  $M$ .

Интересные исследования перехода кора — мантия выполнены на моделях [38]. Использовались двухмерные модели, состоящие из слоя плексигласа (мощность  $b_1$ ), покрывающего полупространство из алюминия (мощность  $b_2$ ). Источник и приемник расположены как при полевых исследованиях на поверхности модели. Исследовались границы  $I$  рода ровные, волнообразные и переходная зона. Волнистость охарактеризована длиной волны  $\lambda_w$  и амплитудой  $\varepsilon_w$ ; брались границы с небольшой волнистостью ( $\lambda_w = 5$  см,  $\varepsilon_w = 1$  см) и сильной волнистостью ( $\lambda_w = 10$  см,  $\varepsilon_w = 5$  см). Переходный слой характеризуется мощностью  $\varepsilon_w$  и изменением скорости продольных волн с глубиной  $v(H)$ . Сравнение формы записи глубинных отражений, зарегистрированных на юге ФРГ и полученных при модельных исследованиях с ровными и волнистыми границами раздела, показало, что запись субвертикальных отражений от волнистых границ очень сходна с записями на полевых сейсмограммах: разветвление осей синфазности, внезапное исчезновение отражений в пределах одной длины волны ( $\lambda_1 = 5$  см), переход интенсивности с одной фазы на другую, изменчивость амплитуд. От ровной границы раздела и от переходной зоны эти эффекты не наблюдались. Изучалась также возможность определения структуры границы  $M$  только с помощью анализа годографов. Было установлено, что годографы первых волн от ровных и волнистых границ раздела заметно различаются по своей форме — при ровных границах они прямолинейны, при волнистых — форма годографа близка к годографу в случае переходной зоны. Амплитудные характеристики волн в этих случаях совершенно различны. Для моделей с ровной границей (рис. 20, кривая 1) зависимость  $A(x)$  имеет максимум в начальной точке, минимум в зоне интерференции ( $B$ ) отраженных и преломленных волн и сильный второй максимум (участок  $C$ ) в критической области. В моделях с волнистыми поверхностями (кривые 2, 3) амплитуды близвертикальных отражений (отрезок  $A$ ) меньше, чем при гладких границах раздела. Кроме того, уменьшение амплитуд может наблюдаться на участках  $A$  и  $B$ . Для моделей с небольшой волнистостью (кривая 2) максимум в критической точке расширен и снижение графика  $A(x)$  более пологое. Для моделей с сильной

волнистостью (кривая 3) первый максимум может не наблюдаться. В большинстве случаев на сейсмограммах амплитуда преломленных волн увеличивается в зависимости от увеличения амплитуды волнистости, из чего следует важный вывод о возможности наблюдения рефрагированных волн большой амплитуды при одновременной регистрации волн малой амплитуды отраженных и даже при их внезапном исчезновении. Сравнение характерных особенностей кинематических и динамических параметров сейсмических волн в случае волнистых границ раздела и переходных слоев показало, что в реальной среде возможна комбинация волнистой структуры с переходным слоем.

При анализе динамики регистрируемых волн получен важный вывод, что для всех исследуемых отношений  $\epsilon_w/\lambda_1$  (0,5—1,25) амплитуды рефрагированных волн для модели с переходным слоем больше, чем в случае ровной или волнистой границы. Частотный анализ этих волн также позволил сформулировать ряд практических выводов:

1) в закритической области поведение доминирующих частот отраженных и рефрагированных волн для моделей с переходным слоем и волнистой границей сходно;

2) на критических расстояниях доминирующие частоты отраженных волн в случае переходного слоя ниже, чем при ровной границе;

3) доминирующие частоты отраженных волн от «грубой» границы выше, чем частоты отраженных волн от переходного слоя с резкими границами раздела.

Изучение динамических особенностей при исследованиях на моделях показывает, что в большой степени сложность волнового поля, связанного с границей М, можно объяснить сложностью морфологии этой границы.

Характер падающей волны и регистрирующей аппаратуры зависит от особенностей эксперимента и при изучении динамики волн должен контролироваться.

Влияние покрывающей границу М толщи на особенности записи соответствующих волн изучалось многими исследователями. Результаты этого изучения сводятся к следующему.

Амплитуда вертикального отражения определяется главным образом отношением акустических жесткостей на самой отража-

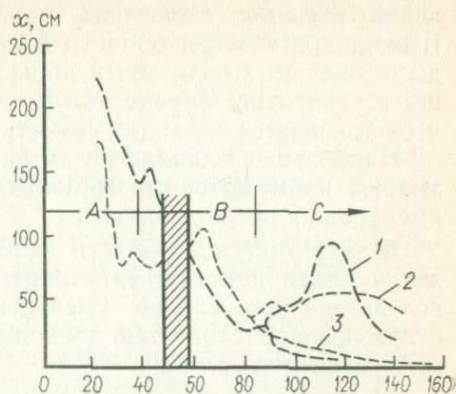


Рис. 20. Амплитудные характеристики волн для различных типов границ раздела, полученные при модельных исследованиях, для:

1 — ровных границ; 2, 3 — волнистых границ.

ющей границе; слоистость покрывающей толщи влияет мало. В околокритической области и на больших расстояниях амплитуды отраженных волн почти не зависят от условий на самой границе, а, напротив, определяются структурой вышележащей толщи, что объясняется влиянием геометрического расхождения.

Наибольшее влияние на амплитуды глубинных отражений оказывают промежуточные границы слоев, имеющих большие, чем вмещающая среда, скорости.

В закритической области любая промежуточная слоистость ведет к более резкому затуханию амплитуды отраженных волн, вследствие чего сильно уменьшается отношение  $A_{отр}/A_{пр}$ . Слои с повышенной скоростью уменьшают это отношение больше, чем остальные типы слоев.

Амплитуды преломленных волн при наличии слоистости над основной границей увеличиваются незначительно.

Тонкая слоистость меньше влияет на динамику проходящих волн. Исследование влияния кратных волн на глубинные отражения [14] показало, что кратные отражения мешают прослеживанию однократных волн, отраженных от границ на глубинах не более 5—7 км. На волны от более глубоких границ полнократные отражения не влияют, так как они очень слабы. Следовательно, все четкие отражения, наблюдаемые в волновом поле ГСЗ на временах более 7—8 с, следует считать в основном однократным.

Ряд дополнительных критериев оценки влияния покрывающей среды на волны от границы М получен В. Ф. Червени [33] при расчетах, сделанных им для 8 моделей верхней толщи при глубине залегания границы М 30 км. Он пришел к следующим выводам.

1. Влияние слоя высоких скоростей (его мощности и скорости) в целом гораздо сильнее, чем этих же параметров волновода (на порядок).

2. Увеличение мощности волновода уменьшает амплитуду волны  $P_{отр}^M$ .

3. Уменьшение скорости в волноводе или увеличение ее скачка тоже уменьшает амплитуду волны  $P_{отр}^M$ .

4. Одновременное увеличение скачка скорости и уменьшение мощности волновода почти не меняет амплитуду закритического отражения. То же отмечается при уменьшении скачка скорости и увеличении мощности волновода.

5. При ступенчатом изменении скорости в покрывающей среде закономерность та же: положительный скачок скорости ослабляет амплитуду волн М больше, чем отрицательный. Чем резче скачок скорости, тем сильнее убывает амплитуда.

Для 9 типов моделей покрывающей среды и перехода кора — мантия при глубине залегания границы М 30 км Л. Брайли и Р. Смитом [39] рассчитаны синтетические сейсмограммы. Их анализ позволяет отметить еще ряд интересных особенностей волн М.

Абсолютные значения скорости в однородной или слабоградиентной покрывающей среде не влияют на уровень волн от границы М.

Во всех случаях наличия простой границы М ДО имеют простую форму записи и умеренную амплитуду. При сложной инверсионной границе М ДО становятся многофазными и более интенсивными. Переходная зона с положительным градиентом скорости резко ослабляет ДО.

Интенсивность волн  $P_{пр}^M$  заметно возрастает при положительном градиенте скорости ниже границы М и ослабляется при отрицательном градиенте.

Влияние поглощения в среде снижает не только общий уровень интенсивности всех волн, но и увеличивает их затухание. Это особенно сказывается на закритических отражениях, начальная точка их приближается к источнику, частота уменьшается. Изучение спектральных особенностей позволяет сформулировать ряд характерных черт волн  $P_{отр}^M$ :

1) спектры докритических отраженных волн являются резонансными с резким спадом со стороны низких частот: одиночные границы со скачком градиента скорости являются низкочастотными фильтрами, регулярные пачки являются полосовым фильтром, случайные пачки имеют среднестатистическую характеристику экспоненциально увеличивающуюся с частотой;

2) в закритической области все типы границ практически имеют широкополосную характеристику;

3) в области начальной точки происходит понижение частоты суммарной волны за счет интерференции преломленной и отраженной волн.

Таким образом, на основе проведенных теоретических расчетов можно сформулировать ряд диагностических волновых признаков, на основе которых возможно качественное определение более тонких особенностей перехода кора — мантия.

1. На динамическую характеристику отраженных волн влияют скачок скорости на границе М и ее морфология.

2. Сильные ДО свидетельствуют о наличии резкой (с сильным скачком скорости) и ровной границы; прерывистый характер их прослеживаемости, слабая интенсивность связана или с наличием переходной градиентной (с положительным нарастанием) зоны или в виде нерегулярной пачки слоев; наличие сильно нарушенной границы с неровным рельефом тоже снижает амплитуду ДО.

3. Закритические отраженные волны ( $P_{отр}^M$ ) имеют высокие амплитуды для всех типов границы М; их интенсивность увеличивается при увеличении скачка скорости на границе, при увеличении мощности переходного слоя и его сложности; резкий рельеф границы М уменьшает интенсивность волн  $P_{отр}^M$ . Если амплитуды волн  $P_{отр}^M$  аномально низкие или они резко убывают с удалением от источника, то такие явления чаще всего связаны с влиянием сильно расслоенной покрывающей толщи и наличием в ней границ раздела с положительным скачком скорости; волновод в покры-

вающей толще оказывает меньшее влияние на амплитуды волн  $P^M_{отр}$ . Амплитуды волн  $P^M_{отр}$  также заметно снижают наличие покрывающей среды с сильными поглощающими свойствами.

4. Для большинства типов границы  $M$  волны  $P^M_{пр}$  слабые, в 10 и более раз слабее волны  $P^M_{отр}$ ; затухание их резкое. Увеличение интенсивности волн  $P^M_{пр}$  может быть связано с наличием градиента скорости в толще ниже границы  $M$  или с наличием градиентного переходного слоя в зоне перехода кора — мантия.

5. Увеличение интенсивности  $P^M_{пр}$  при одновременном уменьшении амплитуд волн  $P^M_{отр}$  может свидетельствовать о неровном рельефе границы  $M$ . Появление сильных как преломленных, так и закритических волн от границы  $M$  может указывать на наличие в этом районе переходного слоя в виде пачки слоев с положительным скачком скорости.

6. Сильные, стабильные волны  $PS$  возникают на резких границах раздела. Слабые, прерывистые волны  $PS$  появляются в средах с переходными зонами в виде нерегулярных или инверсионных пачек слоев.

### Модели перехода кора — мантия по данным интерпретации экспериментальных материалов

В настоящее время для все большего количества регионов проводится динамическая интерпретация волн от границы  $M$  с целью определения тонкой структуры перехода от земной коры к верхней мантии. Такую интерпретацию возможно провести по материалам специальных сейсмических исследований с калиброванными источником и аппаратурой, при которых возможно количественно определять динамические характеристики волн. Некоторые данные о строении этой зоны, полученные по конкретным экспериментальным материалам, представлены в табл. 10—12 [9, 15]: в табл. 10 приводятся модели, составленные по результатам интерпретации волн, отраженных в критической и закритической областях, и волн  $P^M_{пр}$ ; в табл. 11 модели, построенные на основании интерпретации в основном волн  $P^M_{пр}$ ; в табл. 12 — модели, полученные при интерпретации докритических отражений.

Из рассмотрения приведенных данных можно сделать следующие основные выводы.

1. Сложная переходная зона на границе  $M$  обнаруживается как на континентах, так и в океанах. В океанах она несколько проще, в зонах сложного тектонического строения континентов (рифты, глубинные разломы и т. п.), наоборот, очень сложная.

2. Преобладающий тип перехода — резко градиентная зона со скачком скорости или без него на границах переходной зоны или внутри этой зоны. Второй преобладающий тип перехода — инверсионная пачка слоев, как правило, однороднослойная (интерпретируются только волны  $P^M_{пр}$ ).

3. Наиболее информативными диагностическими признаками волн являются:

Модель границы М по данным отраженных волн в критической и закритической областях и преломленных волн

| Район исследования                    | Использованные графики                                  | Диагностические признаки волны | Модель  |
|---------------------------------------|---|--------------------------------|---|
| Профиль Копетдаг — Аральское море     | $A(x)$  | —                              | Граница первого рода                                |
| Северная часть Охотского моря         | $A(x)$  | —                              | То же   |
| Юг Охотского моря                     | Отношение амплитуд $P_{отр}^M$ к $P_{пр}^M$             | —                              | Градиентная переходная зона                         |
| Северо-Западная часть Охотского моря  | $A(x)$  | Резкое затухание $P_{отр}^M$   | То же   |
| Западная Сибирь                       | Отношение амплитуд $P_{отр}^M$ к $P_{пр}^M$             | —                              | Граница первого рода                                |
| Канадский щит                         | $A(f), A(x)$  | Резонансный спектр             | Переходная зона с границами первого рода            |
| Гренвильский регион                   | $A(f)$ , отношение амплитуд, синтетические сейсмограммы | —                              | Волновод над градиентным слоем                      |
| Гренвильский фронт                    | То же   | —                              | То же   |
| Оз. Верхнее                           | "   | —                              | Градиентная переходная зона                         |
| Южный склон Скалистых гор             | "   | —                              | То же   |
| Северо-восток и центральная часть США | "   | —                              | "   |
| Запад Мексики                         | "   | —                              | "   |
| Предсудетская моноклиналь Польши      | Перебор моделей   | —                              | Градиентная переходная зона с границей первого рода |
| Центральный массив Франции            | Синтетические сейсмограммы                              | —                              | Градиентная переходная зона сложной формы           |
| Южнорейнский грабен                   | То же   | —                              | То же   |

а) наличие групп волн или волновых пакетов, их длительность;

б) данные о спектрах отраженных и преломленных волн;

в) амплитудные графики  $A(x)$ ;

г) отношение  $A_{отр}/A_{пр}$ ;

д) значение кажущейся скорости на асимптоте;

е) форма записи.

Модель границы М по данным преломления волн ( $P^M_{пр}$ )

| Район исследования         | Использованные графики               | Диагностические признаки волн                                     | Тип перехода кора — мантия (скачок скорости, км/с)                   |
|----------------------------|--------------------------------------|---|--|
| Залив Мэн                  | $A(f)$                               | —   | Граница I рода (6,0—8,0)   |
| Оз. Верхнее Берингово море | $A(f)$<br>Синтетические сейсмограммы | —   | То же (6,15—7,0)<br>Переходная зона (6,8—7,4—8,2), (6,8—7,8—7,9—8,1) |
| Гавайские острова          | То же                                | —   | То же (6,8—7,1—7,5—8,1—8,2)  |
| Канада                     | „                                    | Резкое затухание волн, реверберационный характер волны $P^M_{пр}$ | Переходная градиентная зона  |

4. Наиболее сложные типы перехода кора — мантия получают при интерпретации докритических отражений, проще — при интерпретации волн  $P^M_{пр}$ , что следует и из характеристики особенностей этих волн. Практически отсутствуют модели, удовлетворяющие особенностям всех классов волн  $P^M$ .

#### Латеральная изменчивость динамических особенностей волн, возникших на границе М

Как отмечалось выше, регионов, где проведены специальные сейсмические исследования, позволяющие количественно определять динамические характеристики волн от границы М, пока еще не много. В большинстве же районов континентов проведены исследования ГСЗ, КМПВ или МОВЗ, при которых возможно определить динамику волн лишь качественно или относительно каких-то опорных волн, как правило, первых. Поскольку волны от границы М обладают четкими кинематическими признаками, их выделение и отождествление по площади обычно не вызывает трудностей. Эти волны наиболее полно охарактеризованы. Ниже рассмотрены динамические особенности (качественные) волн от границы М, обобщенные по литературным и отчетным источникам. Поскольку степень изученности границы М на земном шаре крайне неравномерная, мы вынуждены ограничиться лишь теми отдельными регионами, для которых необходимая информация уже есть. Наибольшее количество данных имеется лишь для двух типов волн: закритической отраженной и преломленной (слаборефрагированной) [9, 11, 25, 28, 45]. На основе описанных выше диагностических признаков волн, связанных с границей М, определенных при теоретических и модельных исследованиях и выявленных

Модель границы М по данным докритических и критических отражений

| Район исследования                        | Использованные графики                               | Диагностические признаки волн  | Тип перехода кора — мантия  | Метод      |
|---|--|--|---|------------|
| Украинский щит                            | $\lg A(x)$   | —  | Инверсионная пачка слоев  | ГСЗ        |
| Юго-восточное побережье Каспия            | $A(f)$   | Резонансный характер спектра волн ДО   | Пачка тонких слоев общей мощностью 1—2 км                                       | ГСЗ        |
| Закавказская впадина                      | $\ln A(x)$<br>$A(f)$                                 | —  | Пачка тонких слоев мощностью 1—2 км   | ГСЗ        |
| Юго-восток Восточно-Европейской платформы | $\ln A(x)$ , форма записи,<br>$A_0/A_{н.т} \sim 1,5$ | Резонансная форма спектра волн $P_{отр}^M, A_0 > A_{н.т}$  | Инверсионная пачка  | ГСЗ        |
| Западный Узбекистан                       | $\ln A(x)$ , форма записи<br>$A_0/A_{н.т} \sim 5$    | Резонансная форма спектра волн $P_{отр}^M, A_0 > A_{н.т}$  | Инверсионная пачка слоев с пропластом   | ГСЗ        |
| Западный Узбекистан                       | $A(t), v^*$ на асимптоте,<br>$v_{эф}(t)$             | Невыдержанный характер отражений, большие $A_0$ , резонансный характер спектра, $A_{н.т}/A_0, v_{ас} < 7,0$                | Сложный инверсионный слой от поверхности нижнего базальтового слоя до границы М | ГСЗ<br>МОВ |
| Казахстан                                 | —  | Ограниченная область прослеживания $P_{отр}^M$ , ее высокая длительность   | Переходный слой мощностью 1 км  | —          |
| Канада                                    | $A(f)$   | Добротность 200—3000   | Переходный слой   | —          |
| Северные Альпы                            | —  | Высокие $A_0$ , резонансный характер спектра $P_{отр}^M$ , групповой характер отраженных волн, прерывистость прослеживания | Инверсионная пачка слоев с резкими границами                                    | ГСЗ        |
| Центральные Альпы                         | —  | То же  | То же   | ГСЗ        |
| Рейнский массив                           | $\Delta t(x)$ ,<br>$\ln A(x)$                        | —  | Градиентный слой  | МОВ        |
| Альпы                                     | То же  | —  | Инверсионная сложная пачка слоев  | МОВ        |

качественных экспериментальных динамических характеристик этих же волн, сформулированы некоторые возможные модели перехода кора — мантия крупных тектонических структур земного шара.

Степень выраженности на записях тех или иных глубинных волн, связанных с границей М, и качественная оценка их амплитуд обозначается крестом. Четыре креста означают, что волна очень сильная, доминирующая (обычно регистрируется с «размывом»); три креста — сильная, доминирующая, многофазная, без размыва; два креста — нормального вида, т. е.  $P_{отр}^M$  самая четкая и если не доминирует, то все равно надежно распознается,  $P_{пр}^M$  — обычно слабая, достаточно хорошо коррелируется; один крест — волны слабые, плохо коррелируемые; 0 — полное отсутствие волн, хотя материал позволял их выявить; прочерк — отсутствие материала. Одинаковый знак у волн  $P_{отр}^M$  и  $P_{пр}^M$  не означает, что их амплитуды тоже одинаковые. Всегда, например, интенсивность  $P_{отр}^M$  на много выше интенсивности волн  $P_{пр}^M$ , а сравнительная оценка проводится внутри одного класса волн. Естественно, предлагаемая качественная характеристика динамики волн от границы М является субъективной, однако она основана на большом практическом опыте и соответствует интуитивной («экспертной») оценке. Как можно увидеть ниже, даже такая весьма условная оценка динамики волн от М позволяет выявить ряд дополнительных характеристик перехода от земной коры к верхней мантии. В примечании отмечены параметры перехода кора — мантия или просто указано на существование переходной зоны, предлагаемые авторами интерпретации экспериментальных материалов.

В табл. 13 приводится сейсмическая характеристика границы М древних щитов континентов. Можно видеть, что свойства этой границы достаточно стабильны для всех изученных структур. Преобладающие мощности  $40 \pm 5$  км, высокоскоростной состав земной коры ( $\bar{v} = 6,1 - 6,5$  км/с), граничные скорости на поверхности М тоже повышенные. Для всех щитов характерна доминирующая амплитуда волн  $P_{отр}^M$ , сильные докритические, обменные и поперечные волны. В то же время регистрация волн  $P_{пр}^M$  нестабильная: на Канадском щите они четкие и сильные, на Украинском и Индийском — слабые, на всех остальных — достаточно хорошо выражены.

Увеличение интенсивности волн  $P_{отр}^M$  может быть связано или с наличием сильного скачка скорости на границе М, или сложной переходной зоны. Поскольку в низах коры древних щитов развиты высокоскоростные (7,0—7,5 км/с) породы, которые уменьшают скачок скорости на границе, то можно предполагать, что в указанных регионах в подошве коры существует переходный слой разного строения: на Украинском и Индийском щитах, возможно, инверсионного типа (слабые  $P_{пр}^M$ ); на Балтийском щите — резкоградиентный с положительным нарастанием скорости (сильные  $P_{пр}^M$ );

Сейсмические параметры зоны перехода кора—мантия древних щитов континентов

| Район исследования | Метод                            | $H$ , км | $\bar{v}$ , км/с | $v_T$ , км/с | Перепад<br>$v_K/v_M$ , км/с | Амплитуды      |               |    |    | Примечание  |
|--------------------|----------------------------------|----------|------------------|--------------|-----------------------------|----------------|---------------|----|----|---|
|                    |                                  |          |                  |              |                             | $\rho_{отр}^M$ | $\rho_{пр}^M$ | ДО | PS |   |
| Украинский         | ГСЗ                              | 40—48    | 6,3—6,5          | 8,0—8,4      |                             | ++++           | +             | ++ | —  | Переходная зона<br>от 2—3 до 10—<br>11 км   |
| Балтийский         | ГСЗ                              | 40—45    | 6,1—6,3          | 7,9—8,3      | 6,8—7,5/7,9—8,9             | ++++           | ++            | ++ | ++ | Сильные $S$ вол-<br>ны; переходная<br>зона мощностью<br>4—5 км с $v_p =$<br>=7,2—7,6—<br>8,3 км/с |
| Воронежский        | Про-<br>мышлен-<br>ные<br>взрывы | 40—45    | 6,2              | 8,0—8,3      | 7,0/8,0—8,3                 | ++++           | ++            | —  | ++ | Сильные $S$ волны   |
| Австралийский      | ГСЗ                              | 40±5     | 6,3—6,4          | 7,8—8,4      | 6,7—7,5/7,8—8,3             | ++++           | ++            | ++ | —  | То же   |
| Индийский          | ГСЗ                              | 37—41    | 6,1—6,2          | 7,8—8,2      | 7,3/7,8—8,2                 | +++            | +             | ++ | —  | —   |
| Канадский          | ГСЗ                              | 35—45    | 6,5—6,8          | 7,9—8,2      | 6,5—7,15/7,9—8,2            | ++++           | ++++          | ++ | —  | Переходная зона   |

$v_K$  — пластовая скорость над границей  $M$ .

++++ доминирующая амплитуда    ++ нормальная амплитуда    0 — отсутствие волн.

+++ сильная "    +слабая "    — отсутствие материала.

градиентного или инверсионного (в целом с положительным нарастанием скорости) типов на всех остальных щитах.

В табл. 14 и 15 представлены данные о сейсмических параметрах границы М, распространенной в платформенных областях. Для древних платформ (см. табл. 14) характерны, в общем, меньшие значения мощности земной коры, средней скорости до подошвы коры и скоростей ниже границы М, чем в древних щитах. Интенсивность волн  $P_{отр}^M$  здесь тоже ниже, волны  $P_{пр}^M$  более стабильны, повышена интенсивность докритических отражений и более четки и регулярны обменные волны.

Регистрация достаточно интенсивных и стабильных докритических отраженных и обменных волн свидетельствует прежде всего о большей резкости границы М в рассматриваемых структурах. О большем скачке скорости на М можно судить по распространенности в низах коры пород с пластовыми скоростями, несколько меньшими, чем в пределах древних щитов. По диагностическим признакам волн от М можно предполагать, что в пределах древних платформ тоже может существовать переходная зона, но меньшей мощности, чем на щитах, и с более резким скачком скорости на ее подошве. Возможно также, что ниже границы М градиент скорости несколько больше, чем на щитах.

Характеристика молодых платформ (см. табл. 15) также имеет свои характерные черты. Прежде всего видно, что западные участки имеют невысокие мощности земной коры (30—40 км), восточные участки — более мощные (более 40 км); граничная скорость на поверхности М примерно такая же, как в древних платформах; средняя скорость в земной коре заметно меньше, чем в древних платформах, причем в западных и восточных регионах молодых платформ она примерно одинаковая.

Динамическая характеристика волн от поверхности М, наблюдаемых на молодых платформах, в общих чертах сходна с характеристиками их на древних щитах. От последних они отличаются более высокими значениями амплитуд волн  $P_{пр}^M$  и докритических отражений. По указанным признакам можно предполагать, что на молодых платформах на границе М тоже существует сложная и достаточно мощная переходная зона (альтернативно можно предположить наличие более сложной покрывающей среды) с наличием заметного скачка и большего градиента скорости ниже поверхности М.

Особое положение в тектонической структуре континентов занимают рифты. В табл. 16 приводятся сейсмические характеристики волн от границы М для некоторых участков известных континентальных рифтовых структур. Для них характерны невысокие мощности земной коры, уменьшенные значения средней скорости над М, самые низкие скорости на подошве коры, несколько больший скачок скорости при переходе от земной коры к верхней мантии по сравнению с рассмотренными выше структурами. В пределах рифтовых структур континентов заметно ослабевает интенсивность отраженных ( $P_{отр}^M$  и ДО) волн при том, что волны  $P_{пр}^M$

Сейсмические параметры зоны перехода кора—мантия древних платформ

| Район исследования                | Метод   | H, км | $\bar{v}$ , км/с | $v_r$ , км/с | Перепад<br>$v_k/v_M$ , км/с | Амплитуды   |            |      |    | Примечание      |
|-----------------------------------|---|-------|------------------|--------------|-----------------------------|-------------|------------|------|----|-----------------|
|                                   |   |       |                  |              |                             | $P_{отр}^M$ | $P_{пр}^M$ | ДО   | PS |                 |
| Восточно-Европейская платформа    |   |       |                  |              |                             |             |            |      |    |                 |
| Польская часть                    | ГСЗ   | 42—47 | 5,9              | 8,1          | 7,2/8,1                     | +++         | ++         | —    | —  | Переходная зона |
| Юго-Восток (Волго-Уральская обл.) | ГСЗ   | 39—43 | 6,2              | 8,0—8,2      | —                           | ++++        | ++         | ++   | —  |                 |
| Предуральский прогиб              | ГСЗ   | 40—41 | 6,0—6,1          | 8,15—8,2     | 7,0/8,2                     | +++         | ++         | ++++ | ++ |                 |
| Прикаспийская впадина             | ГСЗ   | 33—42 | 5,1—5,8          | 8,1—8,3      | 5,1—5,5/8,1—8,3             | ++          | +          | ++   | —  |                 |
| Московская синеклиза              | ГСЗ, промышленные взрывы                        | 45    | 6,2              | 8,15—8,2     | 7,2/8,2                     | ++++        | ++         | ++   |    |                 |
| Сибирская платформа               |   |       |                  |              |                             |             |            |      |    |                 |
| Тунгусская синеклиза              | ГСЗ, точечное зондирование, МОВЗ                | 35—37 | 6,4              | 8,1          | 7,1—7,2/8,1                 | +++         | —          | —    | ++ |                 |
| Енисейский кряж                   | ГСЗ, точечное зондирование, промышленные взрывы | 44    | 6,4—6,5          | 8,0—8,1      | 6,7/8,0                     | ++++        | ++         | ++   | ++ |                 |
| Иркутский амфитеатр               | ГСЗ, точечное зондирование, МОВЗ                | 37—40 | 6,0—6,2          | 8,0          | 6,7—7,2/8,0                 | +++         | ++         | —    | ++ |                 |
| Вилюйская синеклиза               | То же   | 33—35 | 6,0—6,2          | 7,9—8,1      | 7,0—7,4/7,9—8,1             | +++         | ++         | —    | ++ |                 |

Условные обозначения см. табл. 13.

Сейсмические параметры зоны перехода кора—мантия молодых платформ

| Район исследования             | Метод                      | H, км | $\bar{v}$ , км/с | $v_r$ , км/с | Перепад,<br>$v_K/v_M$ , км/с | Амплитуды   |            |     |    | Примечание   |
|--------------------------------|----------------------------|-------|------------------|--------------|------------------------------|-------------|------------|-----|----|--|
|                                |                            |       |                  |              |                              | $P_{отр}^M$ | $P_{пр}^M$ | ДО  | PS |  |
| Мизийская плита                | ГСЗ                        | 31—37 | 5,9—6,2          | —            | —                            | ++++        | +          | —   | —  | Переходная зона, мощность 4—6 км                                   |
| Западно-Германская низменность | ГСЗ, МОВЗ                  | 33—40 | 5,7              | 8,0—8,2      | 7,0—7,2/8,0—8,2              | ++          | ++         | —   | ++ | Переходная зона, мощность 1—8 км; переход $v_P$ от 7,6 до 8,2 км/с |
| Средне-Германская низменность  | ГСЗ, промышленные взрывы   | 30—33 | 5,8—5,9          | 8,0?         | 7,0/8,0                      | ++++        | ++         | ++  | —  | Переходная градиентная зона  |
| Французский массив             | ГСЗ                        | 30—33 | 6,2              | 8,1          | 6,7/8,1                      | ++++        | ++         | ++  | ++ |  |
| Польская низменность           | ГСЗ                        | 30—37 | 6,2—6,3          | 8,1—8,2      | 7,0—7,6/8,1—8,2              | ++++        | ++         | ++  | —  | Переходная градиентная зона, $v_P$ 7,6—8,2 км/с                    |
| Западно-Сибирская плита        | ГСЗ, точечное зондирование | 37—40 | 6,0—6,2          | 8,2—8,4      | 7,0—7,2/8,2—8,4              | ++++        | ++         | —   | +  | Сильные волны S  |
| Степной Крым                   | ГСЗ                        | 42—45 | 6,3              | 8,0?         | 7,6/8,0?                     | +++         | +          | ++  | —  |  |
| Днепровско-Донецкая впадина    | ГСЗ                        | 30    | 5,7              | 7,8—8,0      | 7,0—7,2/7,8—8,0              | ++++        | +          | ++  | —  |  |
| Донбасс                        | ГСЗ                        | 42—45 | 5,2              | 8,0          | 7,0/8,0                      | ++++        | ++         | ++  | —  |  |
| Вал Карпинского                | ГСЗ                        | 42    | 5,7              | 8,3          | 6,8/8,3                      | ++++        | +++        | ++  | —  |  |
| Терско-Каспийский прогиб       | ГСЗ                        | 43    | 5,6              | 8,1          | 7,0/8,1                      | +++         | +++        | ++  | —  |  |
| Карабагазский свод             | ГСЗ                        | 42    | 6,1              | 8,3          | 7,2/8,3                      | +++         | ++         | ++  | —  |  |
| Туаркырское поднятие           | ГСЗ                        | 40    | 6,1—6,2          | 8,2          | 7,2/8,2                      | +++         | ++         | ++  | —  |  |
| Каракумский свод               | ГСЗ                        | 41    | 6,0              | 8,0          | 7,2/8,0                      | ++++        | ++         | ++  | —  |  |
| Предкопетдагский прогиб        | ГСЗ                        | 41    | 6,0              | 8,3          | 7,4/8,3                      | +++         | ++         | ++  | —  |  |
| Мургабская впадина             | ГСЗ                        | 44    | 5,7              | 8,2          | 7,3/8,2                      | +++         | ++         | +++ | —  |  |
| Кызылкумское поднятие          | ГСЗ                        | 41    | 6,1              | 7,9          | 7,2/7,9                      | +++         | ++         | ++  | —  |  |
| Приташкентский блок            | ГСЗ, МОВЗ                  | 43    | 6,2              | 8,0          | 7,3/8,0                      | +++         | ++         | ++  | ++ |  |
| Сурхандарьинская впадина       | ГСЗ                        | 46    | 6,3              | 8,4          | 7,3/8,4                      | ++          | +          | ++  | —  |  |

Условные обозначения см. табл. 13.

Сейсмические параметры зоны перехода кора—мантия в рифтовых структурах

| Район исследования                  | Метод    | $H$ , км | $\bar{v}$ , км/с | $v_r$ , км/с | Перепад<br>$v_K/v_M$ , км/с | Амплитуды   |            |    |       |
|-------------------------------------|----------|----------|------------------|--------------|-----------------------------|-------------|------------|----|-------|
|                                     |          |          |                  |              |                             | $P_{отр}^M$ | $P_{пр}^M$ | ДО | $P_S$ |
| Байкал                              | ГСЗ      | 38       | 6,2              | 7,7          | 6,8/7,7                     | +++         | ++         | +  | +     |
| Рейнский грабен (северная часть)    | ГСЗ      | 29—30    | 5,0              | 7,4          | 6,1/7,4                     | +++         | ++         | —  | —     |
| Рейнский грабен (центральная часть) | ГСЗ      | 28       | 5,6              | 7,6          | 6,8/7,6                     | +++         | +          | —  | —     |
| Рейнский грабен (южная часть)       | ГСЗ      | 26       | 5,8              | 8,0          | 6,9/8,0                     | +++         | +          | —  | —     |
| Провинция Бассейнов и Хребтов       | ГСЗ      | 29—31    | 5,9              | 7,5—7,8      | 6,4—6,8/7,5—7,8             | +++         | ++         | —  | —     |
| Рио-Гранде                          | ГСЗ, ОГТ | 32—35    | 6,0              | 7,6—7,9      | 6,5/7,6—7,9                 | +++         | ++         | +  | —     |

регистрируются достаточно стабильно и лишь на некоторых участках Рейнского грабена снижена их амплитуда.

Спад интенсивности отраженных волн в рассмотренных структурах скорее всего связан с увеличением нарушенности границы М. Поскольку динамическая выразительность волн  $P^M_{пр}$  практически не меняется, то это скорее всего следует объяснить наличием заметного скачка скорости на границе М и существованием ниже нее градиента скорости.

В табл. 17, 18, 19 дана сейсмическая характеристика границы М, развитой в горно-складчатых регионах. Эти регионы разделены на три типа — альпийские сооружения (см. табл. 17), межгорные впадины (см. табл. 18) и области новейшей активизации (см. табл. 19).

Для структур альпийского пояса (см. табл. 17) характерна значительная изменчивость мощности земной коры: горные сооружения на окраине континента (Пиренеи, Апеннины) имеют меньшие мощности коры, чем внутренние участки (Альпы, Кавказ и др.). Средние скорости в коре также весьма разные, в целом невысокие (5,5—6,2 км/с). Однако Малый Кавказ и Пиренеи характеризуются несколько повышенными средними скоростями в коре. Граничная скорость на поверхности М для всех участков альпийской зоны достаточно стабильна и близка к «нормальной». Для большинства рассмотренных структур отмечается на границе М заметный перепад скорости сейсмических волн.

В горно-складчатых сооружениях альпийского пояса повсеместно регистрируются значительно ослабленные докритические и докритические отраженные волны и малоинтенсивные, хотя и стабильные, волны  $P^M_{пр}$ . Обменные волны тоже слабые и имеют прерывистый вид. Такие признаки характерны для сильно нарушенных границ первого рода или переходных инверсионных зон. На уменьшение амплитуд волн  $P^M_{отр}$  могло также повлиять сложное строение покрывающей толщи. Можно также предполагать, что ниже границы М градиент скорости невелик.

Для более «старых» горных сооружений (см. табл. 19) характеристики волн от границы М несколько выравниваются и становятся более однообразными. В отличие от характеристик этих волн для гор альпийского типа здесь повышается интенсивность волн  $P^M_{пр}$ , что может свидетельствовать о появлении ниже границы М более сильного градиента скорости.

Межгорные впадины от описанных выше гор отличаются регистрацией достаточно стабильных докритических волн и значительным ослаблением амплитуд волн  $P^M_{пр}$ . Такие особенности рассмотренных волн могут свидетельствовать о несколько более сглаженном характере границы М, о меньшей ее нарушенности. Ослабление волн  $P^M_{пр}$ , возможно, связано или с отсутствием градиента скорости ниже границы М, или с наличием переходного слоя инверсионного типа выше этой границы.

Таким образом, проведенный анализ показал наличие значительной изменчивости сейсмических параметров границы М и ди-

Сейсмические параметры зоны перехода кора—мантия альпийских горно-складчатых сооружений континентов

| Район исследования                        | H, км | $\bar{v}$ , км/с | $v_T$ , км/с | Перепад $v_K/v_M$ , км/с | Амплитуды    |            |    |    | Примечание   |
|---|-------|------------------|--------------|--------------------------|--------------|------------|----|----|--|
|   |       |                  |              |                          | $P_{отр}^M$  | $P_{пр}^M$ | ДО | PS |  |
| Пиренеи                                   | 30    | —                | 8,0          | 7,2/8,0                  | +++          | ++         |    |    | В западной части — переходная зона   |
| Северопиренейская зона                    | 33    | 6,4              | 8,1          | 6,4—6,8/8,1              | ++           | +          | +  | —  |  |
| Центральная (осевая) зона Пиренеев        | 50    | 6,2              | 8,0—8,1      | 6,4/8,0—8,1              | +++          | +          | +  | —  | Волновод над М $v_p=7,1-(6,4-6,7)-8,2$ км/с  |
| Кордильера Бетико                         | 36    | 6,3              | 8,2          | 6,7/8,2                  | +++          | ++         | +  | —  |  |
| Апеннины (Калабрия)                       | 30    |                  | 8,0          | 7,5/8,0                  | ++           | ++         | —  | —  | $v_p$ ниже М быстро растет   |
|   | 50    | 6,6              | 7,5<br>8,0   |                          |              |            |    |    |  |
| Сицилианские Апеннины                     | 38    | 5,5              | 8,0          | 7,2/8,0                  | ++           | ++         | —  | —  | Граница I рода   |
| Центральные Альпы (Лепонтинские)          | 50    | 6,1              | 8,0          | 6,7/8,0                  | +++          | ++         | —  | —  |  |
| Центральные Альпы (Тауэрн)                | 50    | 6,0              | 8,0          | 7,4/8,0                  | ++           | +++        | —  | —  | Переходная зона: градиентная зона $v_p=6,9-7,4$ км/с, затем скачок $v_p$ на 8,0 км/с |
| Центральные Альпы (Аарский массив)        | 48    | 6,1              | 8,1          | 6,0/8,1                  | ++           | ++         | —  | —  |  |
| Северные Альпы (Юрские)                   | 30—40 | 6,0              | 8,0          | 6,3/8,0                  | +++          | ++         | —  | —  |  |
| Северные Альпы (Известковые)              | 40—43 | 6,3              | 8,2          | 6,7/8,2                  | ++ до<br>+++ | ++         | —  | —  |  |
| Зона Ивреа                                | 45    | 5,7              | 8,0          | 5,0/8,0                  | +++          | +          | —  | —  | Переходная зона $7,5 \rightarrow 8,2$ км/с   |
| Западные Альпы                            | 38    | 6,3              | 8,0          | 7,0/8,0                  | +++          | +++        | —  | —  |  |
| Внешние Динариды                          | 46    | 6,2              | 8,2          | 7,2/8,2                  | +++          | ++         | —  | —  | Переходный слой на глубинах от 30—45 до 53—65 км с $v_p=7,6-7,7$ км/с                |
| Юго-западные Карпаты (Внешняя зона)       | 36    | 5,3              | 8,2          | 7,0/8,2                  | +++          | +          | —  | —  |  |
| Юго-западные Карпаты (Внутренняя зона)    | 28    | 6,0              | 8,2          | 7,0/8,2                  | +++          | +          | —  | —  |  |
| Восточные Карпаты                         | 53—65 | 6,1              | 8,2          | 7,6/8,2                  | +++          | +          | —  | —  |  |
| Крым                                      | 46—58 | 6,1              | 8,2          | 6,7/8,2                  | +++          | +++        | —  | —  |  |
| Большой Кавказ (Центральный блок)         | 50    | 5,9              | 8,1—8,3      | 7,0/8,2                  | ++           | +          | ++ | —  |  |
| Большой Кавказ (Восточный блок)           | 54    | 6,0              | 8,3          | 6,8/8,3                  | +++          | ++         | ++ | —  |  |
| Малый Кавказ (Севанский офиолитовый пояс) | 46    | 6,5              | 8,0—8,2      | 7,2/8,3                  | +            | +          | ++ | +  |  |
| Малый Кавказ (Нахичеванская впадина)      | 46    | 6,3              | 8,0          | 7,0/8,0                  | +            | +          | ++ | +  |  |
| Малый Кавказ* (Ереванская впадина)        | 50    | 6,4              | 8,1          | 7,3/8,1                  | —            | —          | —  | ++ |  |
| Малый Кавказ* (Сомхето-Кафанская зона)    | 45    | 6,1              | —            | —                        | —            | —          | ++ | +  | Над М — волновод   |
| Копетдаг**                                | 47—48 | 6,0              | 8,2          | 6,3/8,2                  | —            | —          | ++ | —  |  |

\* Значения даны по данным МОВЗ.

\*\* Значения даны по данным МОВЗ и ГСЗ.

Во всех остальных районах использован метод ГСЗ. Условные обозначения см. табл. 13.

Сейсмические параметры зоны перехода кора—мантия межгорных впадин

| Район исследования          | Метод         | $H$ , км | $\bar{v}$ , км/с | $v_r$ , км/с | Перепад $v_k/v_M$ , км/с | Амплитуды   |            |     |      |
|-----------------------------|---------------|----------|------------------|--------------|--------------------------|-------------|------------|-----|------|
|                             |               |          |                  |              |                          | $P_{отр}^M$ | $P_{пр}^M$ | ДО  | $PS$ |
| Ферганская<br>Таджикская    | ГСЗ           | 48       | 6,0              | 8,0          | 7,3/8,0                  | +++         | +          | ++  | +    |
|                             | КМПВ—<br>МОВЗ | 36—40    | 5,3              | 8,1          | 6,8/8,1                  | +++         | +          | ++  | +    |
| Куринская (Нижне-Куринская) | ГСЗ           | 42       | 5,8              | 8,0          | 6,8/8,0                  | +++         | ++         | +++ | —    |
| Куринская (Карталинская)    | ГСЗ           | 45       | 6,0              | 8,1          | 7,0/8,1                  | ++          | +          | ++  | —    |
| Рионская                    | ГСЗ           | 48       | 6,1              | 8,0          | 7,6/8,0                  | ++          | 0          | ++  | —    |
| Паннонская                  | ГСЗ           | 28—30    | 5,9—6,0          | 7,9—8,1      | 7,1/7,9—8,1              | +++         | ++         | ++  | —    |

Условные обозначения см. табл. 13.

Таблица 19

Сейсмические параметры зоны перехода кора—мантия областей новейшей активизации

| Район исследования  | Метод | $H$ , км | $\bar{v}$ , км/с | $v_r$ , км/с | Перепад $v_k/v_M$ , км/с | Амплитуды   |            |    |      | Примечание   |
|---------------------|-------|----------|------------------|--------------|--------------------------|-------------|------------|----|------|--|
|                     |       |          |                  |              |                          | $P_{отр}^M$ | $P_{пр}^M$ | ДО | $PS$ |  |
| Северный Тянь-Шань  | ГСЗ   | 45       | 6,2              | 8,1          | 6,9/8,1                  | +++         | ++         | —  | +    | Над $M$ градиентный слой (7,0—7,8) км/с<br>Над $M$ возможен волновод |
| Южный Тянь-Шань     | ГСЗ   | 45—50    | 6,3              | 8,0          | 7,8/8,0                  | ++          | ++         | —  | +    |  |
| Памир               | ГСЗ   | 60       | 6,4              | 8,1          | 6,8/8,1                  | ++          | +          | +  | ++   |  |
| Гималаи             | ГСЗ   | 70       | 6,1              | 8,0          | 7,0/8,0                  | ++          | +          | +  | —    | Градиентная зона   |
| Скалистые горы      | ГСЗ   | 37,5—48  | 6,4              | 7,9—8,2      | 6,4—6,5/7,9—8,2          | +++         | ++         |    |      |  |
| Желоб Скалистых гор | ГСЗ   | 52—56    | —                | 8,2          |                          | +++         | ++         |    |      |  |

Условные обозначения см. табл. 13.

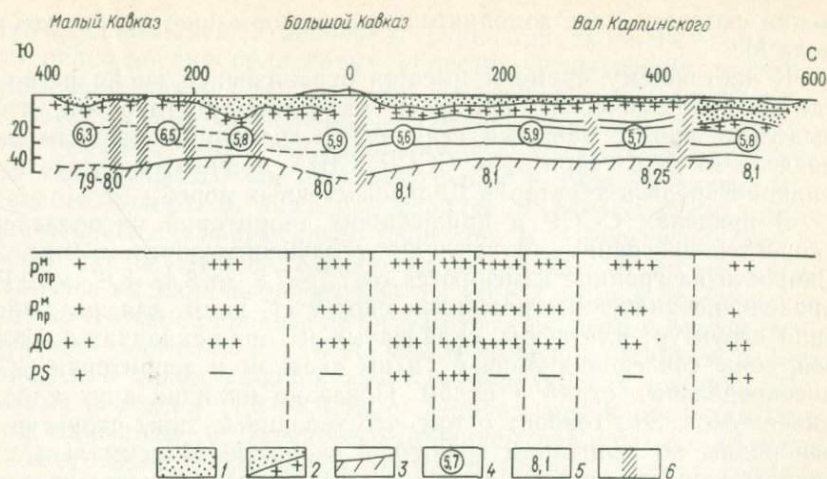


Рис. 21. Схематический разрез профиля ГСЗ Волгоград—Нахичевань и характеристика волн от границы М:

1 — осадочный слой; 2 — поверхность кристаллического фундамента; 3 — граница М; 4 — значения средней скорости в земной коре; 5 — значения скоростей на границе М; 6 — зоны глубинных разломов; 7 — очень сильные амплитуды; 8 — сильные амплитуды; 9 — нормальные амплитуды; 10 — слабые волны; 11 — отсутствие материала

намических особенностей волн, возникающих в зоне перехода кора — мантия. В самых общих чертах сформулированы некоторые возможные свойства этого перехода в различных тектонических структурах. Они, безусловно, должны рассматриваться как первое приближение моделей зоны перехода от земной коры к верхней мантии или некоторые обобщенные образы их. В действительности, изменчивость динамики волн М значительно сильнее, но выявление ее более тонких особенностей сопряжено с необходимостью работать непосредственно с фактическим материалом. На рис. 21 представлен схематический разрез земной коры вдоль профиля Волгоград — Нахичевань, на котором вынесены основные характеристики всех типов волн от границы М. Можно видеть, что изменчивость динамики этих волн четко коррелируется с особенностями строения и земной коры в целом и границы М.

#### ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЯ СКОРОСТИ НА ГРАНИЦЕ МОХОРОВИЧИЧА

Граница М характеризуется близкими значениями скорости сейсмических волн под различными структурами. Среднее арифметическое значение ее для территории СССР и сопредельных стран и величина среднеквадратичного отклонения равны  $8,11 \pm 0,22$  [24]. Детальные сейсмические исследования позволяют изучать отклонения граничной скорости от ее средней величины как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения. Анализ этих откло-

нений скорости дает дополнительную информацию о природе раздела М.

К настоящему времени имеется ограниченное число регионов, где сеть сейсмических профилей оказалась достаточной, чтобы выделить зоны с равными величинами граничной скорости ниже раздела М. Это территория СССР, США, значительная часть Западной Европы и акватория Дальневосточных морей.

В пределах СССР и прилежащих территорий распределение скоростей на границе М выглядит следующим образом (рис. 22). Скорости на границе изменяются от 7,7—7,8 до 8,4—8,8 км/с. Распределение значений граничных скоростей даны для различного типа структур: платформ, складчатых и горно-складчатых областей, зоны сочленения Азии с Тихим океаном и территории СССР и сопредельных стран в целом. Показано наличие двух и более максимумов. Это говорит о том, что указанные типы структур неоднородны по величинам граничной скорости. Максимальные величины скорости под границей характерны для прилежащих к территории СССР западных районов Тихого океана, расположенных к востоку от Курильской островной гряды. Там в условиях крайне высокого положения границы М (на глубине 10—12 км от уровня океана) граничные скорости составляют  $8,4 \pm 0,2$  км/с. Равнинно-платформенные территории характеризуются в среднем граничной скоростью  $8,2 \pm 0,15$  км/с. Альпийскому складчатому поясу Юга СССР и мезозойским складчатым сооружениям Востока СССР свойственно среднее значение скорости  $8,1 \pm 0,1$  км/с. Для кайнозойских складчатых сооружений Востока СССР средние значения скорости на границе М  $8,0 \pm 0,2$  км/с. Такую же в среднем скорость ( $8,0 \pm 0,4$  км/с) имеют и депрессии Японского и Охотского

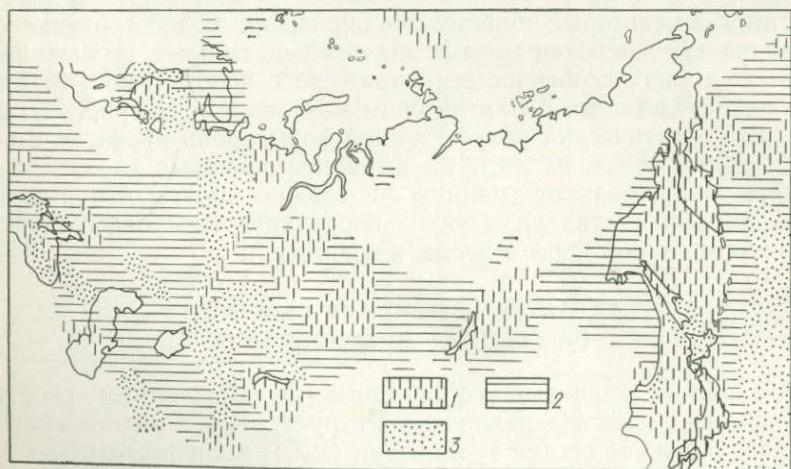


Рис. 22. Карта граничных скоростей (км/с) ниже раздела М (по Н. А. Беляевскому и др.):

1 — 8,0 и менее; 2 — 8,1—8,2; 3 — более 8,2

морей. Минимальные значения граничной скорости характерны для палеозойских складчатых областей, испытавших тектоническую активизацию. Средняя величина скорости —  $7,9 \pm 0,2$  км/с.

Значительные отклонения от средних значений, составляющие зачастую  $+0,2$  км/с, свидетельствуют о неоднородности в пределах тектонических зон одного возраста и типа развития. В особенности колебания значений граничной скорости оказываются свойственны платформенным территориям. Возможно, что они просто лучше изучены. Колебания составляют от 7,8 до 8,4 км/с. Наиболее высокие значения 8,3—8,4 км/с и даже в отдельных случаях до 8,6 км/с определены на Балтийском щите к северу от Ботнического залива и в районе между Финским заливом и Белым морем и в таких районах как Южнокаспийская впадина. Пониженные значения (7,8—8,0 км/с) установлены в пределах Печорской синеклизы, в Днепровско-Донецкой впадине и в отдельных районах Западно-Сибирской плиты. Высокие значения граничной скорости обнаружены в Центральном Казахстане, однако в пределах Балхашской впадины скорости понижены (7,6—7,9 км/с).

На рис. 23 представлено распределение скоростей на границе М в пределах Кавказского региона СССР. Как видно, изменчивость этой величины здесь велика (от 7,9 до 8,5 км/с), блоки с различными значениями  $v_M$  распределены по площади достаточно мозаично. Выявляется чередование блоков с высокими и сравнительно низкими значениями  $v_M$ . Наибольшее «утяжеление» верхней части мантии отмечается в восточной части Черного моря, в пределах Малого Кавказа и Южно-Каспийской впадины.

Распределение скоростей в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану наглядно свидетельствует о существовании

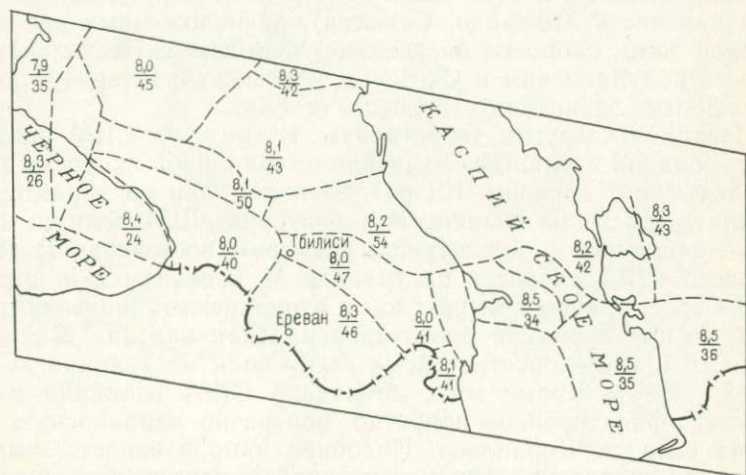


Рис. 23. Распределение блоков с различными значениями граничных скоростей на поверхности М в Кавказском регионе.

Цифры в числителе — значение  $v_M$  (км/с), в знаменателе — глубина границы М (км)

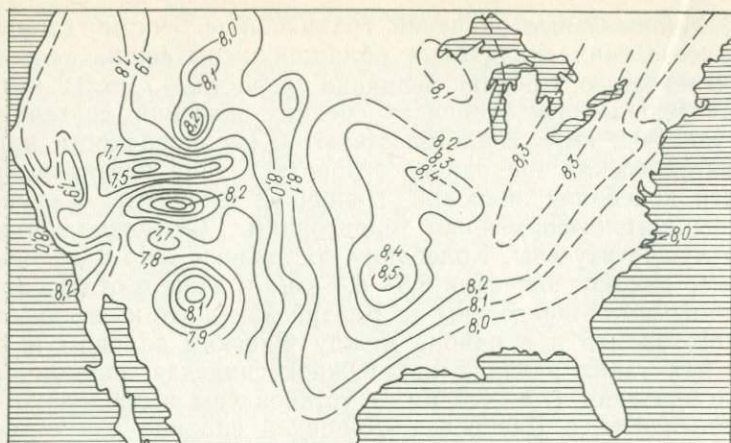


Рис. 24. Скорость сейсмических волн (км/с) на границе М на территории США

нескольких самостоятельных зон, характеризующихся разными значениями скорости. В области ложа Тихого океана, несмотря на резко приподнятое положение границы М, скорости очень высокие (8,5—8,7 км/с). Зона глубоководного Курило-Камчатского желоба (точнее его западный, обращенный к континенту склон) характеризуется средними величинами скорости (8,1—8,2 км/с). В пределах Курильской островной гряды и на ее продолжениях — Камчатке, Японских островах — значения скорости минимальные (7,7—7,9 км/с). Заметим, что полоса с минимальными значениями скорости на границе М совпадает с зоной современной вулканической деятельности. В этой связи отметим, что в пределах островов (западная часть Хоккайдо, Сахалин), расположенных вне вулканической зоны, скорости на границе М высокие. Несколько ниже скорости под Японским и Охотским морями, характеризующимися повышенными значениями теплового потока.

Обратимся к другим территориям. В пределах США распределение изолиний с равными значениями граничной скорости выглядит следующим образом. На рис. 24 видно, что по характеру изменения скорости на границе М территория США делится на две части — западную и большую по размерам восточную. В восточной части США скорости на границе М колеблются в пределах 8,0—8,4 км/с, причем контуры зон с одинаковыми значениями скоростей не имеют четкой ориентировки. Иная картина в западной части США, где скорости сейсмических волн на границе М ниже (7,5—8,1 км/с). Кроме того, на западе США изолинии равных скоростей ориентированы широтно, поперечно направлению мезозойских складок Кордильер. Подобная направленность, выражающаяся в чередовании зон повышенной и пониженной скоростей сейсмических волн в верхах мантии, говорит о ее неоднородности, о наличии широтно ориентированных структур, различающихся по физическим свойствам, а следовательно, и по вещественному со-

ставу. Заметим, что расположенные восточнее выходы архаея фундамента Северо-Американской платформы имеют те же широтные простирания структур.

Подтверждением такой точки зрения служат результаты сейсмических исследований в прилежащей к Кордильерам акватории Тихого океана. Оказалось, что на широтных профилях скорость ниже границы М достигает 8,6, на меридиональных 8 км/с. Обнаруженная анизотропия скоростей сейсмических волн в океане ниже границы М объясняется тем, что здесь расположены древнейшие, продолжающиеся с материка, широтно ориентированные структуры, ныне погруженные в мантию океана (скорость сейсмических волн по их простиранию выше, чем вкрест простирания). Таким образом, характер распределения скоростей ниже границы М как под Кордильерами, так и под прилежащей акваторией океана подчиняется одной и той же закономерности.

В пределах Канады (рис. 25) скорость на границе М также подвержена значительным колебаниям, достигая в отдельных случаях 8,6—8,7 км/с. Минимальные значения скорости 7,7—7,9 км/с. Можно отметить, что в западной части страны, т. е. в пределах Кордильер, скорости под границей М ниже, чем под древним Канадским щитом. Однако в пределах щита помимо крайне высоких значений фиксированы и средние по величине скорости (8,1 км/с). Очень большие колебания скоростей (от 7,8 до 8,7 км/с) установлены в прибрежных районах Атлантического океана. В целом ха-

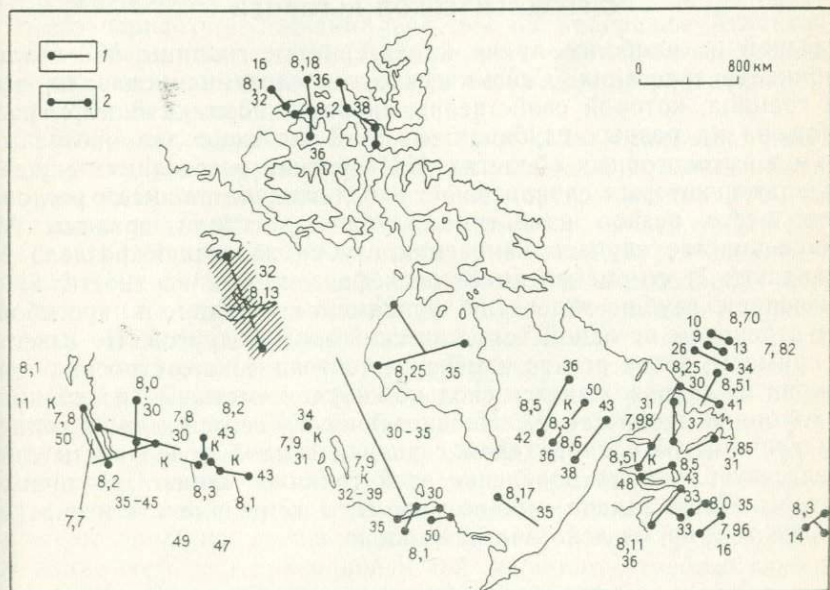


Рис. 25. Скорость сейсмических волн (км/с) на границе М на территории Канады:

1 — по единичным пунктам взрыва; 2 — по встречной системе  
Возле профилей указаны глубины залегания границы М (км)

раक्टर распределения скоростей на границе М под Канадским щитом напоминает обстановку на Балтийском щите.

Одним из примеров распределения граничных скоростей на акваториях могут служить данные по Черноморской впадине. Величины скорости колеблются в достаточно широких пределах (от 8,0 до 8,8 км/с). Наиболее интересное, что удалось обнаружить в верхах мантии под Черноморской впадиной, — это большие различия в граничной скорости для одного и того же места на пересекающихся сейсмических профилях. Этот факт свидетельствует о резко выраженной анизотропии сейсмических свойств подкорового слоя. Можно думать, что направления, по которым замерены высокие значения скорости, соответствуют простираниям структур ниже раздела М. В некоторых местах разница в скорости достигает 0,8 км/с, что, конечно, намного превосходит ошибку измерений. Разная ориентировка направлений, характеризующихся максимальными значениями граничной скорости, не позволяет пока уверенно трассировать простирания структур, развитых ниже границы М. В то же время можно допустить и « мозаичное » распределение « мантийных » блоков с разными значениями граничных скоростей на границе М в них. В этом случае отмечаемые различия  $v_M$  по разным направлениям, возможно, связаны с тем, что сейсмические профили оказались проложенными близко к переходным областям между блоками.

#### РЕЛЬЕФ ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА И ЕГО СВЯЗЬ С ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИЕЙ

Одной из наиболее ярких характеристик границы М служит глубина ее залегания. Сейсмические исследования показали, что эта граница, которой свойственны скорости порядка 8 км/с, расположена на разных глубинах: от 5—7 км ниже дна океана до 75 км в высокогорных областях. На коротких расстояниях даже в пределах некоторых сравнительно небольших по площади региона имеет место резкое изменение глубин залегания границы М. В большинстве случаев изменения глубин залегания раздела М совпадают: 1) со сменой высот рельефа земной поверхности; 2) с изменением глубин залегания фундамента впадин и прогибов; 3) с переходом от одной тектонической зоны к другой. Но известны примеры, когда резкое изменение тектонического строения территории не сопровождается сколько-нибудь заметными колебаниями глубин поверхности М. Неоднозначность связей между рельефом границы М и характером строения земной поверхности свидетельствует, что на поведение этой границы влияют различные факторы. Наша задача — по-возможности их разчлениить и определить место и время действия каждого из них.

#### Схемы рельефа границы М

Р. М. Деменицкая в 1960 г., основываясь на некотором количестве сейсмических данных и на выведенной ею зависимости между

глубинами до границы М и аномалиями силы тяжести, построила схемы изоглубин как для отдельных континентов, так и для Земли в целом. Впоследствии эти схемы ею самой и ее последователями неоднократно уточнялись и видоизменялись. На рис. 26 приведена одна из последних схем подобного рода, составленная Н. А. Беляевским для Евразии. Эта схема наглядно свидетельствует о резких колебаниях глубин залегания границы М, свойственных в особенности тем тектоническим зонам, которые испытывали крупные поднятия и опускания в последний (неоген — четвертичный) период их истории.

Европейский континент разделяется на две зоны: северную, где граница М залегает субгоризонтально, и южную, где толщина земной коры резко меняется (от 55 до 15 км и менее). Обнаружены следующие закономерности связи глубин границы с геологическим строением.

1. При одной и той же высоте местности толщина земной коры возрастает по мере удаления от океанов в глубь континента. Так, в пределах равнинных прибрежных районов Британии, Франции толщина коры 25—28 км, в западной части Средиземного моря 30 км, в восточной его части и в Черном море 35 км, в районе Каспийского моря 40 км и более. Также увеличивается глубина границы М при движении от Баренцева моря на Восточно-Европейскую платформу. Следовательно, независимо от высоты рельефа и от геологического строения толщина земной коры увеличивается к центральной части Евразийского континента и уменьшается к его периферии. Максимальна она на побережье Атлантического и Северного океанов и Средиземного моря. Значит, утонение коры под океаническими впадинами частично распространилось и на прибрежные участки материка.

2. Впадины, заполненные менее плотными осадками, имеют, как правило, утоненную кору. Минимальна кора под океаническими и морскими впадинами. Чем глубже морская впадина, тем толщина коры под ней меньше. Однако имеются исключения. Так, в пределах Южнокаспийской впадины (район г. Баку), выполненной мощной (10—20 км) толщей мезозойских и кайнозойских осадков, толщина коры огромная (более 50 км). Эта впадина характеризуется значительными отрицательными изостатическими аномалиями. Резко увеличена кора и под Предкарпатским прогибом.

3. Хребты Средиземноморского пояса можно разделить на две группы. Одна из них (Альпы, Большой Кавказ) имеет резко утолщенную кору — граница М расположена глубже 50 км. Другая (Копетдаг, Большой Балхан, Западные Карпаты) характеризуется утоненной корой (менее 40 км); рядом с этими хребтами расположены впадины, где граница М залегает еще глубже. Обратим внимание, что при одной и той же высоте хребтов глубина границы М может различаться на 10—15 км.

Таким образом, на примере Европейского континента мы видим, что связи между глубиной границы М, высотой местности и геологическим строением неоднозначны. Глубина границы М за-

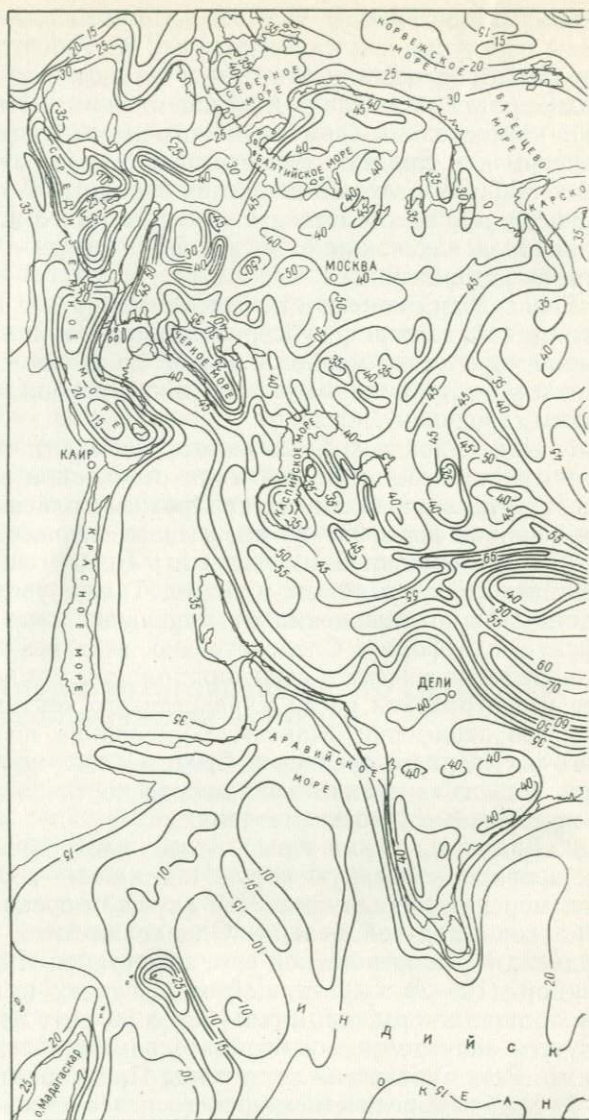
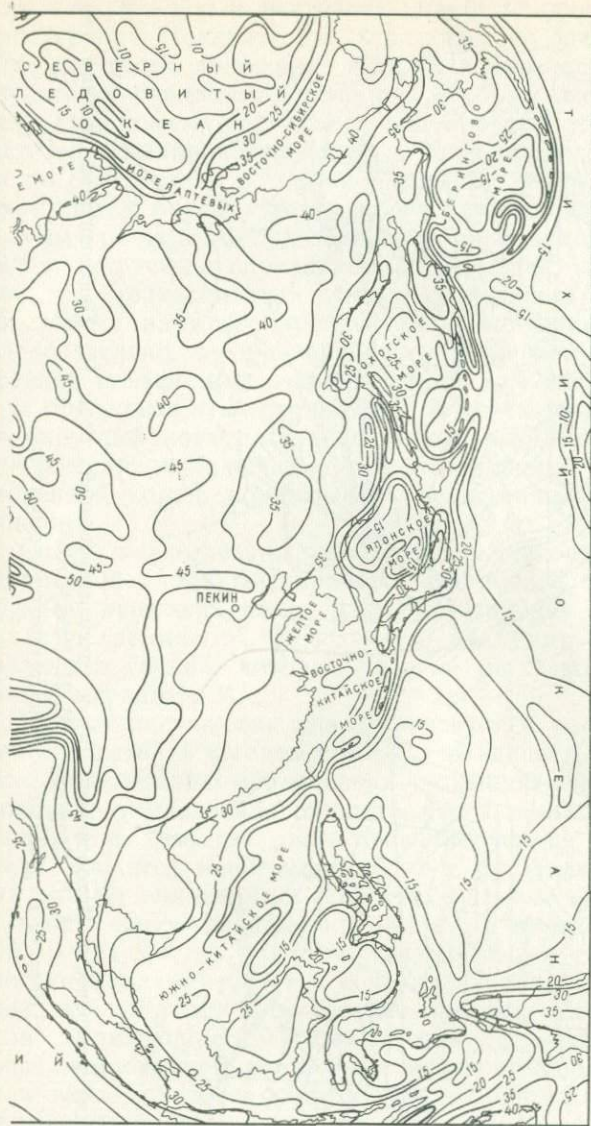


Рис. 26. Схематическая карта глубин залегания  
Н. А. Беляевский

висит от: 1) удаленности от океана, 2) высоты местности, 3) плотности и мощности осадков и, вероятно, от ряда других причин.

Одной из схем рельефа границы М, составленных исключительно по сейсмическим данным, является схема Прикаспийской впадины. Показанные на рис. 27, а линии сейсмических профилей иллюстрируют фактический материал, использованный при ее соз-



(км) поверхности М для Евразии. Составил

дании. Анализ этой схемы удобно проводить, сравнивая ее со схемой, отображающей рельеф фундамента той же Прикаспийской впадины (рис. 27, б). На схеме рельефа границы М четко выделяются две зоны, характеризующиеся максимальными до нее глубинами. Одна зона, расположенная в восточной части Прикаспийской впадины, ориентирована на северо-восток, другая, занимаю-

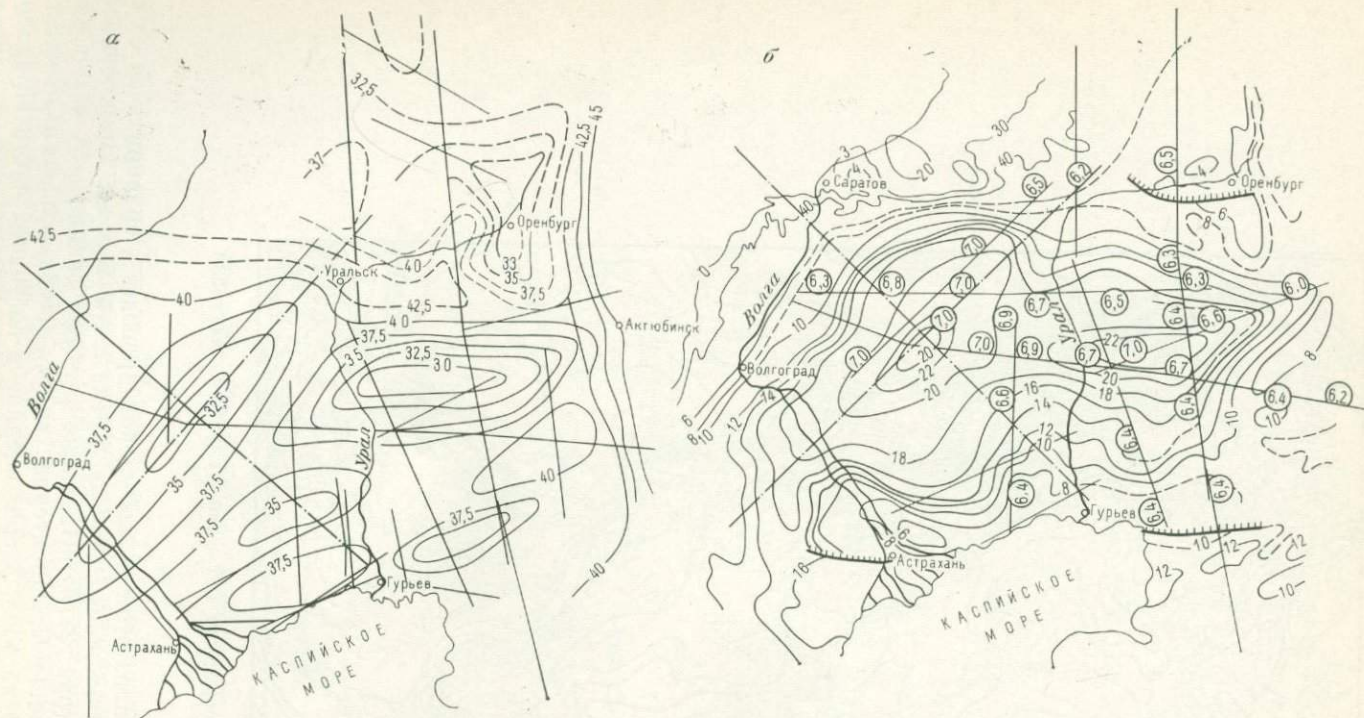


Рис. 27. Изоглубины (км) поверхности Мохоровичича (а) и консолидированной коры (б) Прикаспийской впадины (по А. В. Егоркину и М. И. Разинковой)  
 Цифрами в кружках обозначена граничная скорость (км/с)

щая центральную и восточную части впадины, имеет широтное простираие. Показательно, что такую же ориентировку и приблизительно то же положение в плане занимают зоны максимальных глубин до фундамента (см. рис. 27, б). Таким образом, установлено практически зеркальное подобие рельефа на этих двух схемах. Консолидированная кора в Прикаспийской впадине сокращена до 8—12 км, в то время как по ее периферии она возрастает до 40 км и более. Каким же путем возник столь значительный подъем границы М под Прикаспийской впадиной, сопровождающийся встречным опусканием поверхности фундамента? Напомним, что Прикаспийская синеклиза возникла в середине палеозоя (в девоне) на месте древней Восточно-Европейской платформы. Следовательно, до образования синеклизы там существовала кора древней платформы, очевидно, такой же мощности (40 км), как и за пределами этой отрицательной структуры. Обратим внимание на округлый контур Прикаспийской впадины. Уже одно это исключает предположение о том, что впадина, характеризующаяся утоненной корой, образовалась вследствие горизонтального растяжения.

Отсутствие горизонтального растяжения при образовании Прикаспийской впадины становится еще более очевидным, если мы обратим внимание на разную ориентировку зон максимального подъема границы М. Невозможно придумать направление растягивающих усилий, которые создали бы такой сложный рисунок рельефа границы М.

Против растяжения свидетельствует и распределение граничных скоростей в фундаменте этой впадины (см. рис. 27, б). Если встать на позицию образования утоненной коры в результате растяжения, то следовало ожидать, что в зонах максимального утонения, т. е. там, где растягивающие усилия были наибольшими, среда окажется менее плотной, т. е. будет характеризоваться пониженными значениями скорости сейсмических волн. В действительности же, как видно на рис. 27, б, картина оказалась обратной. В тех местах впадины, где мы имеем наиболее прогнутые участки фундамента и где консолидированная кора наиболее утонена, наблюдаются повышенные значения скорости сейсмических волн, достигающие 7,0 км/с. Там же, где сокращения в мощности консолидированной коры были незначительными или отсутствовали вовсе, скорости в фундаменте много ниже (6,2—6,5 км/с). Пример глубинного строения Прикаспийской впадины — наглядное свидетельство того, что опускание поверхности дна впадины (ее фундамента) сопровождалось встречным подъемом границы М и чем значительнее было опускание, тем выше поднялась граница М.

Нагляднее всего подъем границы М в процессе прогибания коры можно проследить на обрамлении Казахского щита. В пределах щита, где на дневную поверхность выходят породы докембрия и палеозоя, граница М залегает на глубинах 43—48 км. Как только профиль ГСЗ подходит к краю щита и начинает пересекать

осадочные отложения, т. е. молодую впадину, граница М резко (на 6—8 км) поднимается. Геологическое строение земной поверхности неоспоримо свидетельствует, что до образования Западно-Сибирской и Тургайской впадин их фундамент имел такое же строение, как и Казахский щит. Складчатые структуры Казахского щита продолжают под кайнозойскими осадками впадин и прослежены там бурением и геофизическими исследованиями. Таким образом, сокращение толщины коры вследствие подъема границы М произошло там относительно недавно — в палеогене — неогене одновременно с образованием Западно-Сибирской и других впадин, обрамляющих Казахский щит. Следовательно, в дотретичное (или в крайнем случае домезозойское) время эти территории имели такую же толщину коры, как и Казахский щит.

В районе оз. Байкал и его обрамления проведено более десяти сейсмических профилей общей протяженностью 4000 км, а также выполнен значительный объем площадных измерений. Байкальская впадина пересечена четырьмя профилями ГСЗ, кроме того, один профиль пройден по ее длинной оси. Наибольшая информация получена в отношении положения границы М, принимаемой за подошву земной коры. Точность построения этой границы оценивается с ошибкой 1—2 км по глубине и 0,1—0,15 км/с по величине скорости. Две особенности характеризуют подошву земной коры в районе Байкала — пониженные значения скорости (7,5—7,8 км/с) и резкие перепады глубины границы М непосредственно под Байкальской впадиной. Сейсмические профили, приведенные на рис. 28, и составленная по ним карта изоглубин границы М (рис. 29) достаточно полно передают особенности рельефа этой границы. Под Байкальской впадиной имеет место резкое (скачкообразное) уменьшение толщины земной коры. Однако оно не повсеместно, а главным образом на тех участках, где эта впадина, заполненная осадками, имеет наибольшую глубину. Показателен сейсмический профиль, проходящий вдоль длинной оси впадины оз. Байкал. На рис. 28 видно, что в юго-западной части Байкала, где впадина наиболее глубокая и глубина ее фундамента достигает 6 км, мощность коры минимальная (35 км). По линии о. Ольхон — п-ов Святой нос, где проходит разлом, отделяющий глубоко прогнутую часть впадины от менее прогнутой северо-восточной, толщина коры скачкообразно возрастает до 43 км. Резкое смещение по разломам границы М под Байкальской впадиной наблюдается и на поперечных озерах сейсмических профилях. Причем наиболее резкое смещение границы М имеет место в том случае, если на поверхности Земли разлом четко выражен. Так, наиболее протяженный и морфологически отлично выраженный Обручевский сброс, проходящий вдоль северо-западного ограничения оз. Байкал, характеризуется, как правило, наибольшими смещениями под ними границы М. Если в пределах Байкальской впадины и ее обрамления мощность земной коры изменяется в пределах 34—50 км, то в более удаленных от нее районах Забайкалья кровля мантии расчленена слабее (39—41 км).

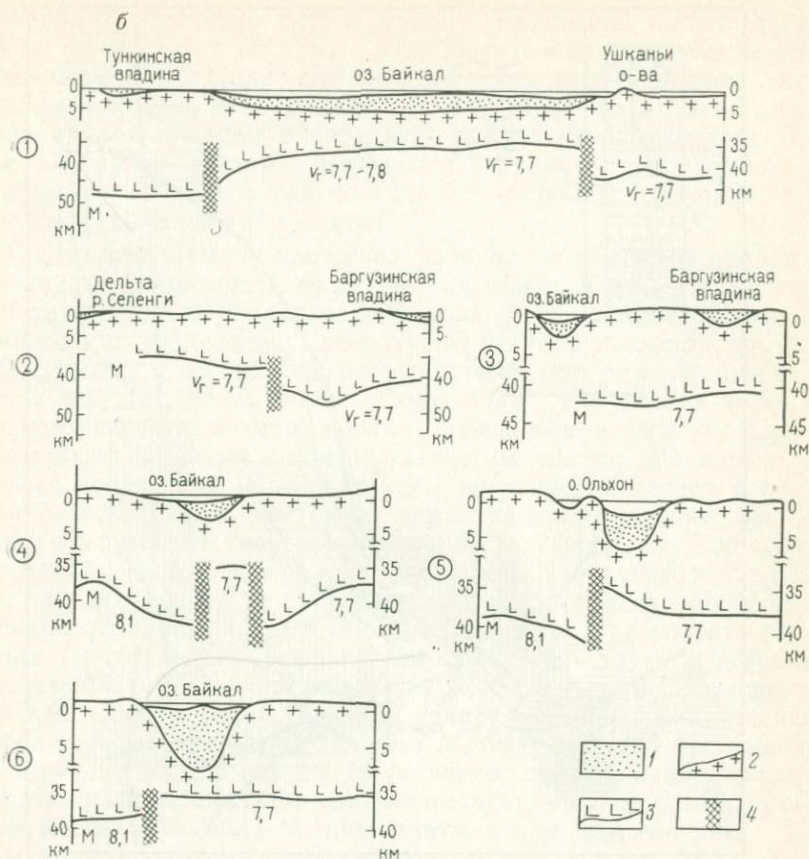


Рис. 28. Сейсмические профили, пересекающие Байкальскую впадину и ее обрамление (по Н. Н. Пузыреву, С. В. Крылову и др.):

1 — низкоскоростные осадки; 2 — поверхность кристаллического фундамента; 3 — граница М; 4 — зоны глубинных разломов. Положение профилей см. на рис. 29. Указаны граничные скорости ( $v_r$ ) в км/с

Таким образом, глубоководная часть впадины четко отображается в рельефе границы М, в то время как под обрамляющими ее высокими горами граница М оказывается почти не дифференцированной. Так, в крайнем северном сечении (см. рис. 28, профиль 3) граница М залегает примерно на одном уровне (41—43 км) как под восточной (мелководной) окраинной частью Байкальской впадины, так под Баргузинской впадиной и под разделяющим их Баргузинским хребтом.

Вторая особенность глубинного строения района оз. Байкал — пониженные значения скорости сейсмических волн ниже границы М. Сибирские геофизики, занимавшиеся сейсмическим зондированием, попытались определить контуры низкоскоростной мантии, обнаруженной в Байкальской области. Оказалось, что простран-

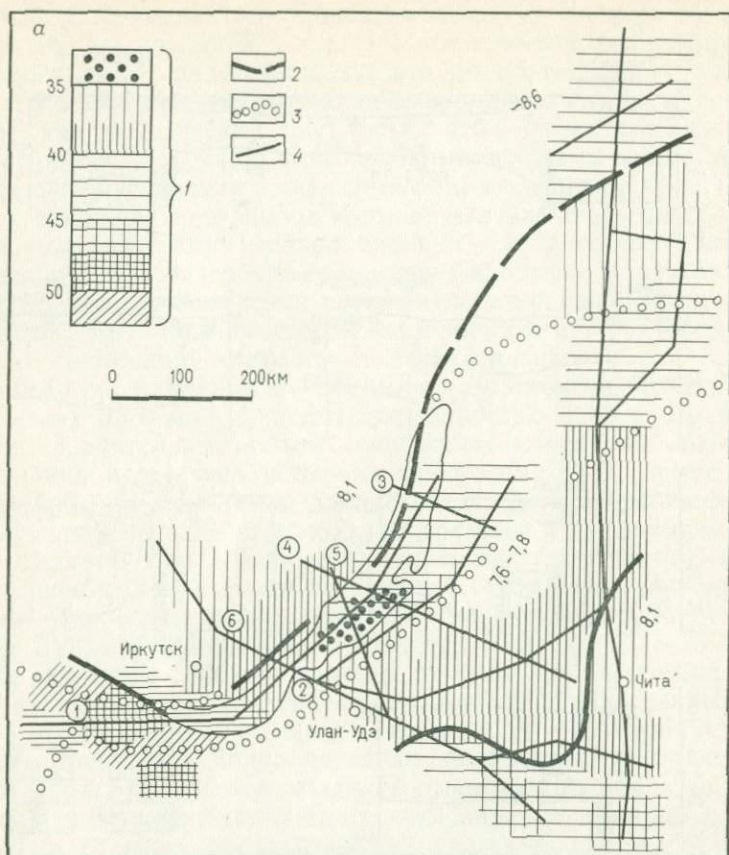


Рис. 29. Глубина залегания границы М в Прибайкалье и Забайкалье:

1 — глубины залегания (км); 2 — линии, ограничивающие область с пониженными скоростями на границе М; 3 — контур рифтовой зоны; 4 — сейсмические профили (см. на рис. 28)

ственно зона с низкоскоростной мантией захватывает всю Байкальскую горную область (включая оз. Байкал), а также значительную территорию к юго-востоку, расположенную за ее пределами. Мощность низкоскоростного слоя мантии (скорость 7,7 км/с) равна в среднем 17 км. Следовательно, глубина до его верхней и нижней границ составляет 38 и 55 км. На восточном фланге рифта мощность низкоскоростного слоя сокращается до 8 км. Таким образом, толщина аномального слоя, сравнительно с его площадью, крайне незначительна. Ниже этого тонкого аномального слоя обнаружена преломляющая граница, характеризующаяся обычными для верхов мантии скоростями продольных волн (8,1, 8,2 км/с).

Ю. А. Зорин, анализируя аномалии силы тяжести в изостатической редукции, пришел к выводу, что в Байкальской рифтовой зоне нет существенных нарушений изостазии. Он показал, что от-

клонения от изостазии (как в сторону недогрузки, так и перегрузки) не превышают  $40 \text{ кг/см}^2$ . Приблизительно уравновешенными оказываются как Саяно-Байкальское сводовое поднятие, так и крупные впадины типа Байкальской. Ю. А. Зорин считает, что в создании компенсации в пределах Байкальской рифтовой зоны сочетаются три фактора: неровности раздела М, плотностная неоднородность верхней мантии (для всего свода), плотностные неоднородности коры (для впадин).

С привлечением сейсмических материалов в первом приближении удалось определить долю участия каждого из этих факторов. В первую очередь была оценена доля участия в изостатической компенсации раздела М. Проведенные расчеты показали, что роль этой границы в осуществлении изостатического равновесия оказывается ведущей. Ю. А. Зорин подчеркивает, что участки коры, характеризующиеся максимальными значениями избытков масс, соответствуют наиболее опущенным частям впадин. Он пишет, что процесс повышения плотности коры органически связан с развитием рифта. Вывод этот имеет немаловажное значение при разработке механизма рифтообразования. Тот факт, что формирование Байкальской впадины сопровождалось уплотнением коры под ней, находится в явном противоречии с широко распространенным мнением об образовании этого типа структур в результате растяжения. Против гипотезы растяжения свидетельствуют и сейсмические данные. Об этом убедительно говорит профиль ГСЗ, проходящий вдоль оси впадины. Если бы сокращение коры под впадиной, сопровождаемое подъемом границы М, было вызвано растяжением то, очевидно, оно было бы свойственно всей впадине. Указанный же профиль наглядно свидетельствует, что под одними участками впадины граница М приподнята, а под другими нет.

Итак, как сейсмические данные сами по себе, так и их совместный анализ с картой аномалий силы тяжести свидетельствуют, что подъем границы М, связанный с формированием этой впадины, вызван вертикально направленными перемещениями. Причем, несмотря на то что граница М под глубоководными участками впадины резко приподнята, имеет все же место некоторое уплотнение коры. Это свидетельствует, что компенсация прогибания земной поверхности выразилась не только в подъеме границы М, но и в некотором уплотнении пород земной коры выше этой границы.

Одной из наиболее надежных схем рельефа границы М является схема дальневосточных морей СССР. При его составлении использовались многочисленные профили ГСЗ, отработанные в период Международного геофизического года (1956—1957) и в более поздние годы. Схема эта выявляет ряд особенностей рельефа границы М (рис. 30).

1. Пониженные значения глубин до раздела М в пределах прибрежных равнинных частей континента и островов. На Тихоокеанском побережье Азии мощность земной коры составляет не более 28 км, а на некоторых его участках сокращается до 20 км. Тако-

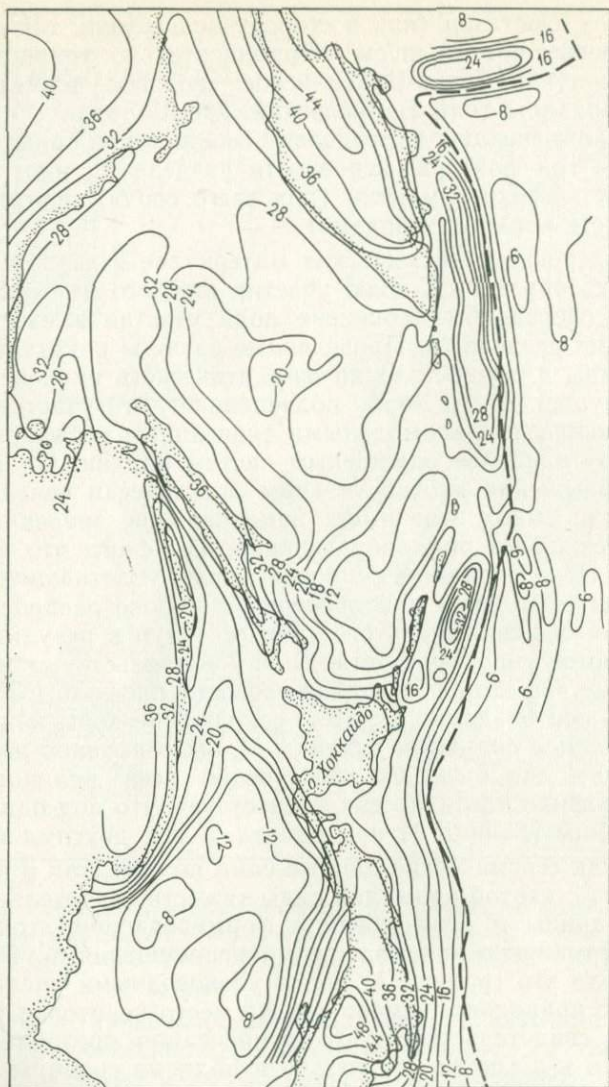


Рис. 30. Рельеф границы М (км) в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану

ва же (28 км) толщина коры и на побережье Камчатки, а на Курильских островах она еще меньше — до 18—16 км.

2. Резкое увеличение мощности коры на внешнем (обращенном к матерiku) склоне Курило-Камчатского глубоководного желоба. На двух участках западного склона желоба (против Южной Камчатки и против Южных Курил) глубина до границы М достигает 32 км. Асимметрия глубинного строения глубоководного же-

лоба — это, пожалуй, наиболее характерная его особенность (см. рис. 30). В то же время обращает на себя внимание значительное сокращение толщины земной коры в средней части Курильской островной гряды.

3. Островам и горным хребтам соответствует увеличение мощности коры до 35—48 км.

4. Области внутренних морей (Охотское, Японское) характеризуются пониженной толщиной коры, но в разной степени — под Японским морем глубины до границы М почти вдвое меньше.

Перечисленные особенности рельефа границы М не поддаются однозначному объяснению без привлечения дополнительных данных. Так, например, два раздува коры под западным склоном Курило-Камчатского желоба могут быть объяснены локальными увеличениями мощности коры в результате мощных вулканических излияний, приведших к погружению этих участков. Однако такое погружение, сопровождаемое опусканием границы М, было бы возможно лишь в том случае, если бы ранее здесь существовала глубоководная впадина, а граница М была соответственно приподнята. Только в случае существования незаполненного осадками объема впадины мог активно действовать механизм погружения, вызванный дополнительным весом накапливавшихся вулканических осадков. Резкое сокращение «корня» в рельефе М в районе Средних Курил объяснялось и иначе — явлением базификации низов коры (А. В. Горячев, 1969 г.).

Рельеф границы М, изображенный на рис. 30, свидетельствует против предположений о том, что рельеф этой границы определялся горизонтальным растяжением или сжатием коры. На схеме четко наблюдаются два пересекающихся направления: одно ориентировано меридионально (Сахалин, Камчатка), а другое (ось глубоководного желоба) направлено на северо-восток. Вдоль обоих направлений вытянуты зоны повышенной мощности коры (прогибы в рельефе границы М), в то время как в промежутках между ними (Охотское и Японское моря) расположены области с сокращенной корой. Такое сочетание зон с сокращенной и утолщенной корой невозможно объяснить за счет горизонтального сжатия, направленного с одной какой-либо стороны или с разных сторон. Это становится еще очевиднее, если обратить внимание на глубинное строение Курило-Камчатского желоба по его простираанию — размеры зон с утолщенной корой резко меняются: так, на севере желоба — две огромные зоны утолщения (Камчатка и его западный склон); южнее (средние Курилы) утолщение отсутствует; еще южнее зона с утолщенной корой занимает все пространство от глубоководного желоба до хр. Сихотэ-Алинь. Если предположить, что Курило-Камчатский желоб возник в результате действия горизонтально направленных сил, то такое чередование по его простираанию мощных зон утолщения и утонения коры остается необъяснимым.

Сопоставление схемы рельефа границы М с геологическим строением приводит к интересным выводам. Драгирование на ко-

ренных выступях пород на дне Охотского и Японского морей показало, что под осадками залегают магматические и осадочно-метаморфические образования, аналогичные по возрасту и составу мезозойским складчатым поясам, протягивающимся через Сихотэ-Алинь, Японские острова, Сахалин и Северо-Восток СССР. Таким образом, дно этих морей — это опустившиеся мезозойские складчатые пояса и срединные массивы. Следовательно, до образования этих морей, а они возникли в конце палеогена — неогене, на их месте была кора континентального типа. Наличие сейчас там мало мощной коры следует объяснять подъемом границы М. На рис. 30 наглядно видно, что смещение границы М (в том числе подъем этой границы под Охотским и Японским морями) есть следствие исключительно вертикально направленного перемещения границы М.

Характер рельефа границы М под Кордильерами (США) показан на рис. 31. Наибольшие перепады глубин свойственны западной (прибрежной) части Кордильер. Зона максимальных глубин совпадает с хребтом Сьерра-Невада, где граница М опущена до 52 км. В провинции Бассейнов и Хребтов мощность коры изменяется от 35 км на западе до 24 км на востоке. Наименьшую мощность кора имеет в притихоокеанской континентальной окраине (не более 25—30 км), а в прибрежных районах Тихого океана сокращается до 18—20 км. В зоне эпиплатформенного орогенеза (Скалистые горы) и в пределах краевых прогибов глубина до границы М колеблется от 40 до 50 км. На схеме видна различная ориентировка зон с равными глубинами до границы М. В притихоокеан-

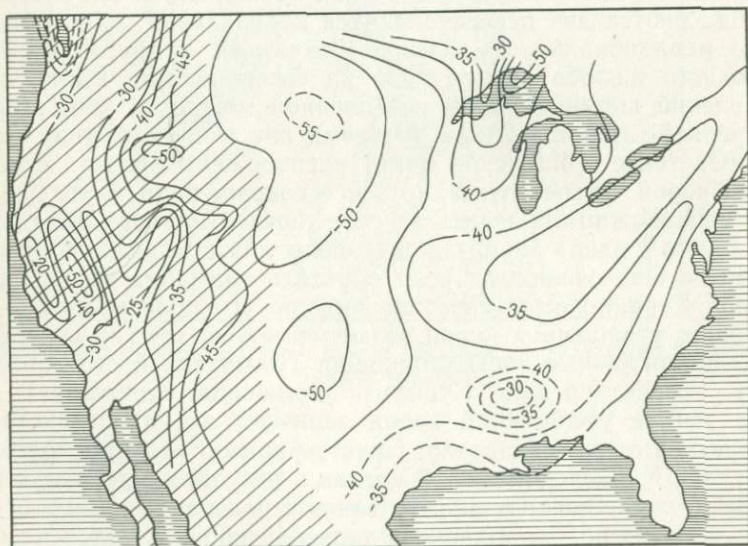


Рис. 31. Рельеф границы М (км) на территории США  
Заштрихована горная система Кордильер.

ских районах Кордильер такие зоны ориентированы меридионально вдоль простирания хребтов, а восточнее они имеют поперечную им субширотную ориентацию. Обратим внимание на то, что зона повышенных мощностей коры, совпадающая с хребтом Сьерра-Невада, в юго-западном направлении переходит в зону пониженных мощностей, соответствующую Калифорнийскому заливу. Эти факты свидетельствуют о том, что и в Кордильерах формирование рельефа границы М нельзя связать с горизонтально направленными движениями коры. Здесь, как и в других местах, наблюдается четкая зависимость, выражающаяся в сокращении земной коры (подъеме границы М) под молодыми впадинами.

Не все особенности рельефа этой границы определяются новейшими тектоническими движениями. Субширотная ориентировка рельефа границы М в восточных Кордильерах необъяснима с позиций связи этой границы с новейшими поднятиями и опусканиями. Нужно думать, что в данном случае рельеф границы М определяется более древними структурами. Тем более, что такую же субширотную ориентировку имеют и изолинии равных скоростей на границе М.

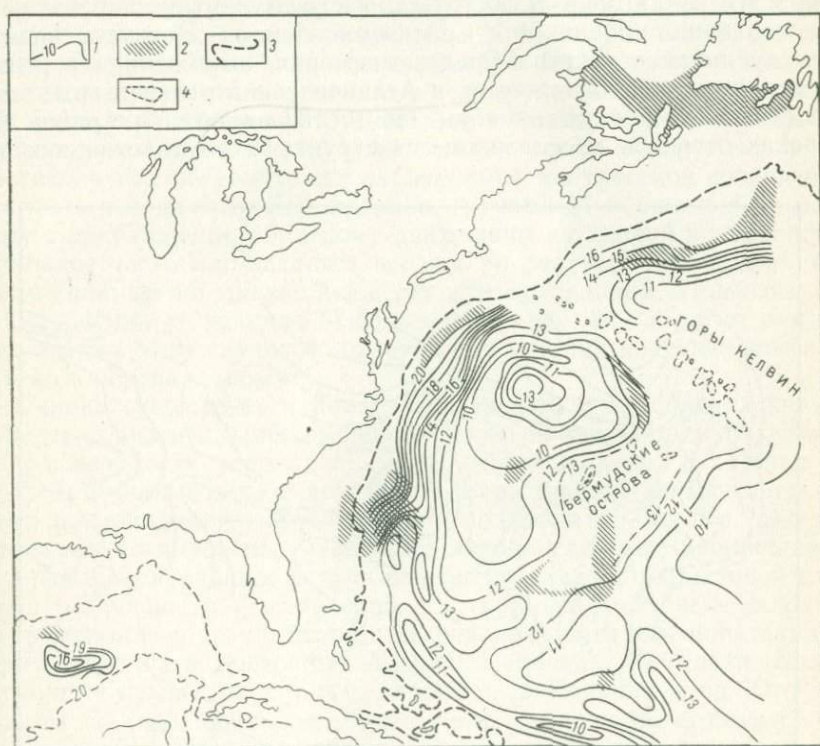


Рис. 32. Карта рельефа поверхности М Приатлантического прогиба:

1 — изогипсы поверхности (км); 2 — районы, где в основании коры определены скорости распространения волны, равные 7,2—7,7 км/с; 3 — изобата 2000 м; 4 — контуры подножий подводных гор

Обратимся к другому примеру, иллюстрирующему рельеф границы М в западной части Атлантического океана (рис. 32). В направлении от Североамериканского континента в сторону глубоководных частей Атлантики глубина до границы М постепенно сокращается от 20 до 10 км. Однако на фоне этой картины в рельефе границы М наблюдаются округлые овалы, в пределах которых глубины до нее сокращены или, наоборот, увеличены. Наибольший интерес представляет близкая к окружности зона сокращенной мощности (к северо-западу от Бермудских островов). В ее центре расположен меньший по размерам участок прогибания границы М. Такая замысловатая картина строения рельефа границы М не может быть объяснена с позиций горизонтально направленных сил. В данном случае мы видим наглядный пример того, когда опускание морского дна сопровождалось подъемом вверх по разрезу границы М. Локальное же ее погружение в центре зоны малых мощностей земной коры можно объяснить, например, некоторым ее прогибанием вследствие дополнительного веса излившихся на дно океана вулканических продуктов.

Представляет интерес схема рельефа границы М небольшого фрагмента акватории в восточной части Атлантического океана, расположенного на широте Средиземного моря. Нетрудно видеть, что глубинная структура Средиземноморья, выраженная в рельефе границы М, продолжается в Атлантический океан в виде зоны с повышенной мощностью коры. На рис. 33 видно, что в район Канарских островов прослеживаются структуры расположенного за-

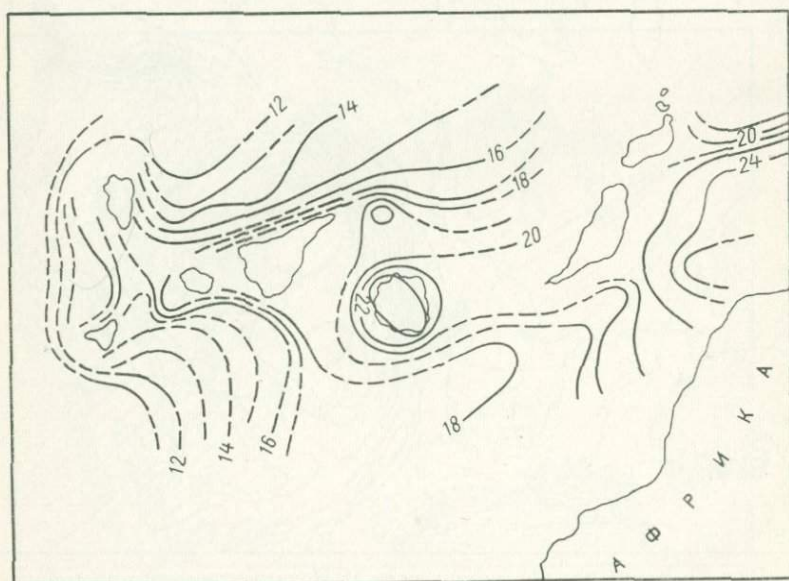


Рис. 33. Карта глубин залегания поверхности М (км) в районе Канарских островов и северо-западной части континентальной окраины Африки

паднее геосинклинального прогиба Атласских гор. Такая субширотная ориентировка структур в рельефе границы М оказывается в противоречии с представлениями мобилистов, которые предполагают, что Атлантический океан возник в результате раздвижения Африки и Америки. С позиций мобилизма следовало бы ожидать, что структуры океанического дна должны располагаться параллельно границам раздвигающихся материков, параллельно подводному срединно-океаническому хребту, т. е. меридионально. С позиций же концепции океанизации коры рисовка изолиний (см. рис. 33) вполне закономерна. Приведенный пример, как и многочисленные другие, подтверждает тот факт, что геосинклинальные прогибы (в данном случае это продолжение Атласского прогиба) слабо подвержены изменениям положения границы М и в океанах в ряде случаев выступают в виде четко выраженных прогибов в рельефе границы М среди океанических пространств с тонкой корой.

### Граница М и глубинные разломы

К настоящему времени накоплен значительный материал, свидетельствующий о смещении границы М по глубинным разломам. Выше мы приводили в качестве примера Байкальскую впадину, где установлено, что по ограничениям крупных неоген-четвертичных опусканий имело место смещение границы М на 5—10 км по вертикальным разломам. Аналогичные явления обнаружены и во многих других регионах, где наблюдается контрастное соединение прогибов и поднятий. Как правило, граница М смещается по разлому в направлении, обратному движениям на земной поверхности. Наиболее часто наблюдается подъем по разлому границы М, сопровождаемый на дневной поверхности опусканием. Примеры таких смещений по границе М показаны на рис. 28. Обратим внимание, что и в этом случае положение сместителей вертикальное или близко к вертикальному.

Однако существует и иная точка зрения, допускающая значительные горизонтальные смещения коры по наклонным разломам и по поверхности раздела М. Так, например, А. В. Пейве и В. Г. Трифонов считают что: «Литосфера пронизана горизонтальными наклонными и вертикальными подвижными зонами, так что отдельные ее пластины, названные литопластинами, перемещаются дифференцированно, будучи разделены слоями пониженной вязкости и прочности — астенослоями... Гранито-гнейсовые аллохтоны, возникшие в результате срыва верхней части континентальной коры, известны в Восточных Альпах, Карпатах, Гималаях. Более глубинные срывы, описанные, например, в Родопах и на Юго-Западном Памире, возникли, по-видимому, вблизи поверхности М» [18, с. 3]. Значительные горизонтальные смещения в зоне границы М предполагают и некоторые другие исследователи. Так, например, западногерманский геофизик П. Гизе [6] посвятил специальную статью, где рассмотрены глубинные структуры, созданные су-

ществленным сокращением (сжатием) коры, сопровождаемым смещениями по границе М.

С целью объективного освещения этого вопроса необходимо обратиться прежде всего к результатам исследования глубинного строения Центральной и Восточной Европы, проведенного большим коллективом ученых семи стран [28, 29]. Авторами были проанализированы все глубинные нарушения, фиксированные сейсмическим зондированием в Центральной и Юго-Восточной Европе. Статистический анализ углов падения разломов всей рассматриваемой территории показал, что большинство из них наклонны, хотя и очень круто. Строго вертикальные разрывы встречаются реже. Но если мы обратим внимание на углы наклона, то убедимся, что это в основном углы более  $60^\circ$ , а максимум падает на  $85-88^\circ$ . Таким образом, мы можем констатировать практически полное отсутствие пологонаклоненных разломов. Наряду с преобладанием крутонаклоненных разломов наблюдается глубинная асимметрия, выражающаяся в том, что один из разломов, ограничивающих впадину, оказывается более крутым, чем другой. Такая асимметрия выявлена для Днепровско-Донецкого авлакогена. Заметим, что она характерна и для Байкальской впадины.

Авторы монографии [29] отмечают, что при наклонных разломах имеет место горизонтальное расхождение или сближение блоков коры. Основываясь на этой особенности, они реконструировали зоны сжатия и растяжения отдельно: 1) для верхней части коры и 2) для основания коры (раздела М). Оказалось, что области сжатия и растяжения в низах коры и в верхних ее горизонтах далеко не всегда совпадают. Так, например, в пределах детально изученной Днепровско-Донецкой впадины в зоне границы М наблюдается сжатие (кроме Донбасса), а в верхней части растяжение. Это обстоятельство наглядно свидетельствует против образования таких структур, как Днепровско-Донецкий авлакоген, характеризующийся утонением консолидированной коры, в результате горизонтально направленных сил. Этот вывод становится еще более очевидным, если сравнить западную и восточную части Днепровско-Донецкого авлакогена. Оказывается, что на уровне границы М западная его часть испытывала сжатие, тогда как восточная (Донбасс) — растяжение.

Количественный анализ разрывных деформаций, фиксированных на профилях ГСЗ, привел авторов названной монографии к следующим выводам. Оказалось, что в верхней части консолидированной коры плотность разломов в 1,7 раза выше, чем на границе М. Амплитуды же разломов, наоборот, больше в низах коры (на уровне границы М), чем в ее верхней части, и достигают 15—17 км.

Вся совокупность данных о разрывных нарушениях, фиксированных сейсмическими методами в Центральной и Юго-Восточной Европе, свидетельствует, по мнению А. В. Чекунова, В. Б. Соллогуба, О. М. Харитонова и В. Г. Кучмы, о «тектонической активности мантии, она воздействует на земную кору и обуславливает ее

движения и деформации. Проникая снизу в кору, они существенно релаксируются, видоизменяются, «дисперсно рассеиваются» и, ветвясь, создают сочетания менее значительных по амплитуде нарушений» [29 с. 181]. Вывод этот чрезвычайно важен для нашего исследования, поскольку он указывает на активный характер перемещений границы М. Существенно большие амплитуды смещений в зоне раздела М свидетельствуют не только о том, что разломы там возникают легче, чем в приповерхностных горизонтах, но прежде всего о том, что граница М сама смещается на значительную амплитуду, причем направленность ее смещения противоположна знаку движения на земной поверхности.

Обратимся теперь к позиции П. Гизе [6], который объясняет резкие изменения толщины коры ее удваиванием в зонах коллизии. Один из приводимых им примеров касается той части Западных Альп, где в коре расположено высокоскоростное «тело Иври» (рис. 34). В верхней части рисунка показано надвижение одного блока коры на другой. Нетрудно видеть, насколько произвольно трактует П. Гизе фактический материал. В результате реальная картина оказывается искаженной — высокоскоростное «тело Иври», характеризующееся значительно меньшими скоростями (7,0—7,4 км/с), показывается П. Гизе тем же знаком, что и мантия со скоростью 8,2—8,25 км/с. Только в результате этого иска-

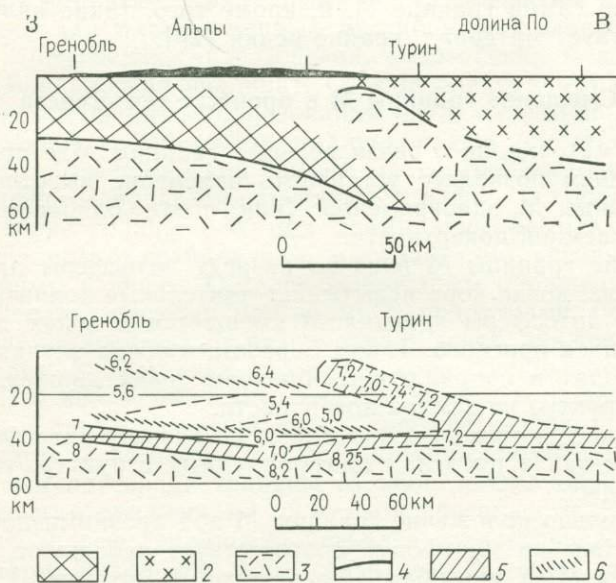


Рис. 34. Схема «сдвигания» земной коры на примере Западных Альп, по П. Гизе (а), и сейсмический профиль через Западные Альпы, пересекающий крутозалегающее в коре высокоскоростное «тело Иври» (б):

1 — поддвигающийся блок коры; 2 — надвигающийся блок; 3 — верхняя мантия; 4 — граница М; 5 — «тело Иври»; 6 — уровень существования сейсмических границ. Цифрами обозначена скорость продольных сейсмических волн (км/с)

жения и получится «коллизия». В действительности же в Западных Альпах имеет место внедрение в кору пород, которые по своей скоростной характеристике, хотя и отличаются от вмещающих породы коры, но не идут ни в какое сравнение с породами мантии.

Еще меньше оснований предполагать горизонтальное смещение блоков коры по границе М, приводящее к удваиванию коры, основываясь на материалах по сейсмическому профилю от Тирренского к Адриатическому морю. Распределение скоростей в земной коре по этому профилю наглядно показывает, что продолжение границы М, расположенной под Тирренским морем на глубинах 20—25 км, далее на восток в среднюю часть коры Апеннинского полуострова (в результате чего возникает иллюзия сдваивания коры), делается вопреки фактическому материалу. П. Гизе «перескакивает» с границы М под Тирренским морем (скорость в 8,0 км/с) на изолинию со скоростью 7,0 км/с. Указанный случай свидетельствует лишь о резком утонении коры под Тирренским морем в результате подъема там границы М. Остальные примеры П. Гизе еще менее убедительны.

Итак, мы можем констатировать, что до сих пор неизвестно ни одного случая, где бы было обнаружено «сдваивание» земной коры в результате горизонтальных смещений по границе М. Единственно, что иногда наблюдается — это наклонное смещение границы М по крутому сбросу. Однако такое явление не есть смещение коры по самой границе М, и, кроме того, такие явления, как свидетельствует материал, крайне редки [29].

### Смещение границы М в процессе тектогенеза

Анализ материалов о связи рельефа границы М с поверхностным строением позволяет установить изменение высотного положения границы М одновременно (или почти одновременное) с движением земной поверхности.

Движение границы М вниз по разрезу литосферы происходит в тех случаях, когда кора испытывает длительные поднятия. Вверх по разрезу литосферы граница М смещается в зонах длительно развивающихся прогибов. Таким образом, в обоих случаях смещение происходит в направлении, обратном знаку движения геологических структур на земной поверхности.

Смещение границы М вверх и вниз по разрезу литосферы устанавливается как в пределах платформенных структур, так и геосинклинальных.

Показательно положение границы М под древними платформами. Поднятиям на платформе соответствует небольшое погружение границы М, а прогибам — ее некоторый подъем. Например, в пределах платформенной территории, не испытавшей крупных опусканий, граница М находится на глубине 40 км, а рядом расположена зона, сначала развивавшаяся аналогично первой, а затем интенсивно прогнувшаяся на несколько километров (Прикаспийская впадина). Сейсмическое зондирование показало, что под воз-

никшей впадиной граница М расположена намного выше. Поскольку обе структуры ранее составляли единое целое и развивались одинаково, есть основания считать, что и граница М была расположена под ними на одной глубине. Подъем же границы М под впадиной возник тогда, когда начались интенсивные опускания. Анализируя аналогичным образом глубинное строение большого числа тектонических структур (некоторые примеры были приведены выше), нетрудно убедиться в том, что значительные (измеряемые километрами) опускания земной поверхности всегда сопровождаются встречным подъемом границы М.

Обратим внимание, что в большинстве случаев сокращение мощности коры снизу оказывается приблизительно пропорциональным глубине новообразованной впадины. Так, в пределах глубоководных впадин граница М максимально приподнята. Обратное соотношение границы М и поверхности консолидированной коры проявляется как в пределах структур первого порядка (Воронежский массив или Прикаспийская синеклиза), так и структур меньших размеров. Например, относительно небольшие по размерам Татарский свод и обрамляющие его прогибы характеризуются обратными соотношениями поверхности фундамента и рельефа границы М.

Итак, тектонические движения на платформах сопровождаются смещением границы М. Она поднимается при прогибании и опускается при поднятии. Такая особенность поведения границы М установлена для платформенных прогибов и поднятий разного возраста — рифейских, палеозойских, мезозойских и даже кайнозойских (Байкальская впадина). Отсюда следует, что граница М, сместившись в процессе образования впадины или поднятия, затем длительное время (сотни миллионов лет) остается на прежнем уровне. Североморский прогиб на севере Восточно-Европейской платформы прекратил развитие в рифее. Однако приподнятое положение границы М под этими прогибами сохранилось. Подъем границы М сохранился и под грабенами, возникшими в теле платформы в рифее. Остался неизменным обращенный рельеф под среднепалеозойскими прогибами и поднятиями Волго-Уральской области, хотя после разнонаправленных движений прошло 200 млн. лет. Аналогичная картина в коре Днепровско-Донецкого прогиба. Это можно объяснить тем, что земная кора древних платформ как в пределах щитов, так и синеклиз находится в состоянии, близком к изостазии. Изостатическая компенсация путем подъема или опускания границы М происходила одновременно с тектоническими движениями на земной поверхности. В последующее время рельеф границы М оказался «законсервированным» в течение сотен миллионов лет в связи с отсутствием новых интенсивных тектонических движений, существенно нарушавших изостазию.

Итак, на материале платформенных структур и океанов устанавливаются следующие составные части процесса перемещения границы М: а) смещение границы М вниз по разрезу литосферы

при образовании поднятия; б) смещение границы М вверх по разрезу литосферы при образовании прогиба; в) опускание коры вместе с границей М при заполнении осадками ранее существующей впадины с водой; 2) поднятие коры вместе с границей М.

Перейдем к геосинклинальным структурам. В пределах межтроговых пространств (срединных массивов) с устойчивой тенденцией к поднятию часто имеет место некоторое опускание границы М, аналогичное тому, что было показано для платформ. В геосинклинальных трогах, которые длительное время характеризуются отрицательно направленными движениями и где накапливаются осадки мощностью в 10—20 км и более, опускание сопровождается подъемом границы М вверх по разрезу коры. Однако этот процесс существенно отличен от того, какой имеет место на платформе. В пределах платформы максимальная амплитуда опускания фундамента и соответствующего подъема границы М составляет 10—20 км (Прикаспийская впадина). В геосинклинальном трого амплитуда погружения часто в несколько раз больше. Так, например, в Южнокаспийском (Кобыстан-Прибалханском) трого опускание за герцинский и альпийский геотектонические этапы, вместе взятые, составило 35—40 км. Добавим, что ему предшествовало опускание на 20—30 км в рифейскую эру. Таким образом, в пределах геосинклинального трого мощность накопившихся осадков часто превышает мощность коры. Следовательно, в этих зонах имело место погружение материала коры в мантию Земли. В процессе погружения осадки уплотнялись с глубиной, когда они приобретали физические свойства (плотность и скорость), свойственные мантии Земли, они как бы «пересекали» границу М, которая оставалась приблизительно на одной и той же глубине.

Анализ глубинного строения некоторых геосинклинальных прогибов, развитие которых продолжается и в настоящее время, позволяет подметить некоторые их особенности. Во-первых, такие активно развивающиеся прогибы часто характеризуются наличием прогиба в рельефе М, т. е. несколько утолщенной корой. Во-вторых, им свойственны крупные отрицательные изостатические аномалии. Обе эти особенности взаимосвязаны. Они свидетельствуют о том, что прогибание в геосинклинальном трого происходит в результате антиизостатических движений. В тех случаях, когда трог прекращает прогибаться, нарушение изостазии снимается. Это происходит в результате некоторого подъема границы М вверх по разрезу коры.

Эти особенности глубинного строения геосинклинального трого показаны на примере Южно-Кавказского трого [23]. Западная его часть, расположенная в пределах Кавказского перешейка, прекратила прогибаться еще в начале кайнозоя. Она изостатически уравновешена и характеризуется подъемом границы М. В противоположность ей восточная часть Южно-Кавказского трого (Кобыстан-Прибалханский прогиб), испытавшего в плиоцен-четвертичное время опускание до 10 км, имеет прогиб в рельефе границы М и на-

рушения изостазии в 200 мгл и более. Прогибом в рельефе М и крупными отрицательными изостатическими аномалиями обладают большинство глубоководных океанических желобов, которые также следует рассматривать как развивающиеся сейчас геосинклинальные трюги.

Относительно поведения границы М в пределах высокогорных областей данных меньше. Сейсмические исследования в горных областях проведены в ограниченном объеме и зачастую они малодетальны. В пределах высокогорной части Большого Кавказа установлен прогиб в рельефе границы М. По обе стороны от хребта имеют место относительно недавние поднятия границы М, на фоне которых утолщение коры под хребтом выглядит как «корень гор». Однако в абсолютном измерении глубина до границы М под высокогорной частью хребта составляет 46—55 км, т. е. оказывается всего лишь на 5 км выше, чем под равнинными территориями. Максимальной мощности (48—55 км) земная кора достигает под Восточным Кавказом, который испытал крупные опускания в юрском периоде. Под Центральным Кавказом, где не было прогибаний в юре, при той же высоте рельефа (4 км) максимальная толщина 40—45 км, т. е. на 5—8 км меньше, чем под Восточным Кавказом. При одной и той же высоте местности (4000 м) мощность коры различается на 15 км (от 40 до 55 км). Такое колебание в мощности коры при одинаковой альтитуде приводит к выводу, что если предполагать существование изостазии, сравниваемые участки хребта существенно различаются плотностью слагающих их образований.

На Тянь-Шане по данным рекогносцировочных исследований методом ГСЗ, проведенных в 1949—1953 гг. под руководством Г. А. Гамбурцева, мощность коры достигает 50 км, под хребтами Заилийский Алатау и Кунгей-Алатау при их абсолютной высоте 3—4 км. За последующие 20 лет в высокогорном Тянь-Шане пройден лишь один профиль ГСЗ (Каскеленский), начинающийся у западного окончания Иссык-Куля и пересекающий в меридиональном направлении хребты Кунгей-Алатау и Заилийский Алатау. Строение коры не отличается существенно от того, что было установлено Г. А. Гамбурцевым. Подошва земной коры в пределах 250 км профиля имеет 10-километровый перепад глубин — с юга на север она воздымается от —51 до —41 км, образуя три ступени, разделенные флексурами со средним уровнем отметок —51, —46, —42 км. По разрозненным и относительно малоточным сейсмологическим данным мощность коры под Тянь-Шанем колеблется в пределах 40—60 км, составляя в среднем 50—55 км. В равнинном Центральном Казахстане, хорошо изученном в сейсмическом отношении, мощность коры несколько меньшая (45—52 км). Заметим, что Тянь-Шаню как и большинству других горных сооружений, свойственно особое состояние верхней мантии — наличие в ней мощных слоев с пониженными скоростями. Увеличение объема при образовании этих мантийных волноводов и является, по нашему мнению, причиной поднятия Тянь-Шаня и аналогичных

сооружений. При этом формирование высокогорного рельефа, по-видимому, не сопровождалось значительным увеличением толщины коры, т. е. опусканием границы М.

Обратим внимание на многообразие условий вертикальных перемещений границы М. Опускание границы М, сопровождаемое увеличением толщины коры, может происходить медленно, но длительно — многие сотни миллионов и даже миллиарды лет, когда этот процесс сопровождает подъем обширных платформ. Если же поднятия на поверхности идут активно, например формирование высокогорных хребтов в неоген-четвертичный этап активизации, то в этом случае граница М не всегда успевает за подъемом земной поверхности и изостатическая компенсация осуществляется в мантии. На опускание земной поверхности сколько бы оно ни было быстрым и значительным по амплитуде граница М как будто реагирует сильнее (поднятием), однако в геосинклинальных трогах иногда имеет место запаздывание поднятия границы М, вследствие чего временно создаются условия некоторого нарушения изостазии.

#### СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ ЗЕМНОЙ КОРЫ К ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Граница М — самая резкая граница внутри верхней консолидированной части Земли. Она прослежена под континентами и океанами практически на всем земном шаре. Выяснением природы раздела М геофизики занимаются уже давно. Однако до последнего времени в их распоряжении было мало данных — в основном значения глубин залегания этой границы и скорости сейсмических волн на ней. В последнее время в связи с широким развитием машинных методов обработки, математического моделирования и частотного анализа, а также благодаря применению более совершенных и детальных экспериментальных исследований (ОГТ, НСП и др.) сейсмические данные о границе М стали быстро накапливаться.

Еще сравнительно недавно считалось, что подошва коры представляет резкую границу первого рода. Сейчас почти повсеместно установлено, что имеется зона перехода от земной коры к верхней мантии, заполненная многочисленными отражающими площадками, вероятно, соответствующими границам, существующим в этой зоне непротяженных линз и слоев разного петрографического состава. Первая попытка классифицировать типы перехода кора — мантия по материалам ГСЗ в регионах Центральной и Восточной Европы принадлежит А. Гутерху, В. Б. Соллогу и А. В. Чекунову (см. рис. 2). Они основывались преимущественно на расположении отражающих площадок в зоне кора — мантия и значениях граничных скоростей. Предлагаемая нами классификация основана главным образом на динамике регистрируемых волн от границы М, причем в значительной степени на особенностях докритических и закритических волн. Поэтому мы придаем большую

роль структурным элементам зоны перехода, а не скоростным. Попробуем на основе анализа сейсмических параметров границы М и некоторых динамических особенностей наблюдаемых сейсмических волн от этой границы наметить возможные модели зоны перехода кора — мантия.

Под континентами граница М представляет собой переходную зону, о чем свидетельствуют почти повсеместно отмечаемые сильные (доминирующие) волны  $P_{отр}^M$  и слабые, прерывистые докритические отражения. Уникальным является участок Предуральского прогиба, где зарегистрировано доминирующее докритическое отражение от границы М, что дает возможность предположить здесь наличие сильной и достаточно ровной границы первого рода. Если здесь и существует переходная зона, то она, вероятно, небольшой мощности, соизмеримой с длиной регистрируемых волн.

Еще одно свойство границы М следует из анализа динамики волн  $P_{пр}^M$ . Напомним, что эта волна образуется на границе с сильным скачком скорости. Что же ослабляет ее амплитуду? Это могут быть следующие причины: 1) низкий градиент скорости ниже границы М; 2) наличие над М сложной переходной зоны инверсионного типа с преобладанием отрицательного градиента.

О степени нарушенности границы М можно судить по выраженности волн  $PS$  и докритических отражений. В свете полученных данных, как и следовало ожидать, нарушенность границы М возрастает в активных регионах.

На рис. 35 приводятся обобщенные сейсмические характеристики: 1) покрывающей коры в целом (средние скорости); 2) покрывающего границу М нижнего слоя земной коры (пластовые скорости); 3) граничные скорости на границе М; 4) осредненные данные о динамике волн (см. табл. 13—19). Мы не имеем пока возможности представить более детально и конкретно переходную зону. Очевидно, описанные А. Гутерхом, В. Б. Соллогубом и А. В. Чекуновым (см. раздел «История проблемы») модели перехода кора — мантия дополняет и уточняет некоторые конкретные случаи.

Для первых четырех колонок, где показано строение границы М под платформами, наблюдается закономерно от щитов до рифтов уменьшение скоростей — средней скорости в коре, в том числе и скорости в нижнем ее слое; в той же закономерности уменьшаются и значения граничных скоростей на границе М. Под щитами переходная зона, вероятно, наиболее мощная и сложная, а градиент ниже границы М невелик. Под платформами мощность переходной зоны уменьшается, резкость границы М повышается. Наибольший градиент скорости ниже границы М — в пределах молодых платформ. Здесь же возможно усложнение покрывающей толщи. Наиболее нарушена граница М в рифтовых структурах.

Оставшиеся три колонки моделей соответствуют альпийским горно-складчатым сооружениям, впадинам и областям новейшей активизации. Земная кора в первых двух колонках наиболее «лег-

|             | Щиты    | Плиты         | Молодые<br>плат-<br>формы | Рифты   | Альпиды<br>(хребты) | Впадины     | Области<br>активи-<br>зации |
|-------------|---------|---------------|---------------------------|---------|---------------------|-------------|-----------------------------|
| 1           | 6,1—6,5 | 5,9—6,2       | 5,7—6,2                   | 5,6—6,0 | 5,1—6,4             | 5,3—6,1     | 6,1—6,4                     |
| 2           | 7,0—7,5 | 6,7—7,2       | 6,7—7,2                   | 6,4—6,8 | 6,4—7,2             | 6,8—7,6     | 6,4—6,9                     |
| 3           | 8,0—8,4 | 8,4—8,2       | 7,9—8,3                   | 7,5—7,7 | 8,0—8,2             | 7,9—8,1     | 7,9—8,2                     |
| $P_{отр}^M$ | ++++    | ++++<br>(+++) | ++++<br>(+++)             | +++     | +++<br>(++)         | +++<br>(++) | ++<br>(+++)                 |
| $P_{пр}^M$  | ++(+)   | ++            | ++(+++)                   | ++(+)   | +(++)               | +           | ++(+)                       |
| ДО          | +++     | +++           | ++                        | +       | +                   | ++          | +                           |
| PS          | ++      | ++            | —                         | —       | +                   | +           | +                           |
| S           | ++      | —             | ++                        | —       | —                   | —           | —                           |

Рис. 35. Типы перехода кора—мантия в различных тектонических структурах континентов:

1 — значения средней скорости в земной коре (км/с); 2 — значения пластовой скорости в нижнем слое коры (км/с); 3 — скорость  $v_M$ . Условные обозначения динамики волн см. на рис. 21

кая» ( $\bar{v}=5,1—6,4$  км/с), хотя в низах коры развиты породы с достаточно высокими пластовыми скоростями. Граничная скорость на М здесь приобретает «нормальные» значения. Интересно, что характеристика волн  $P_{отр}^M$ , ДО и PS закономерно изменяется, свидетельствуя об усложнении покрывающей толщи и самой границы М (Альпийские горные сооружения) или переходной зоны (впадины складчатых систем) при достаточно сглаженных свойствах самой границы М и при практически полном отсутствии градиента скорости ниже подошвы коры. Областям новейшей активизации свойствен переход кора — мантия, во многом сходный с таковым в рифтовых структурах. Для последних характерны несколько меньшие средние скорости в коре.

На основании приведенных данных мы считаем возможным выделять в пределах континентов два рода моделей границы М. Один из них свойствен платформенным территориям, а второй — складчатым поясам. Со значительной долей условности может быть намечен еще третий род модели, характерный для областей новейшей активизации, однако данных для него еще мало.

Модель границы М под платформами является объединенной для щитов и плит древних платформ. Сюда же мы относим и «мо-

лодые» платформы, значительные части которых сложены блоками древних архейских и раннепротерозойских массивов, а также рифтовые зоны, поскольку формируются они в пределах тех же структур древней платформы. Для этого типа структур характерны: доминирующая закритическая отраженная волна; средняя или сильная преломленная волна; сильная докритическая отраженная волна; четко выражены обменные и поперечные волны.

Согласно диагностическим признакам волн от границы М, определенным выше, в пределах щитов и плит граница М представляет собой или четкую, со значительным скачком скорости на ней, слабо нарушенную границу I рода, или переходную зону с резкими границами на ее кровле и подошве. Можно думать, что под платформенными структурами граница М представляет собой слой толщиной 0,5—2,0 км с одной или несколькими линзами с пониженными скоростями.

Другой род модели границы М свойствен складчатым поясам. Мы включаем сюда как области поднятий, так и впадины, поскольку динамические признаки волн от этой границы примерно одинаковы, хотя эти два типа структур несколько различаются по значениям скорости в слое над границей М. Горно-складчатые сооружения характеризуются значительным ослаблением закритических и докритических волн и регистрацией малонинтенсивных, хотя и стабильных, преломленных волн. Обменные волны тоже слабые и регистрируются прерывисто. Такие признаки характерны для сильно нарушенных границ первого рода или переходной градиентной зоны. В том и другом случае четкость и резкость границы М сильно ослаблены. Следует думать, что под складчатыми поясами граница М неровная и на ней нет резкого скачка скорости.

Что касается океанических пространств, то необходимый материал имеется лишь для зоны перехода к Тихому океану, где Ю. В. Тулиной в 1965 г. изучен характер волновых полей от границы М по многочисленным профилям ГСЗ, пройденным как на континенте, так и на акваториях. Она показала, что сейсмические свойства границы М изменяются в зависимости от направленности и интенсивности тектонических движений. В пределах континентальной коры (Охотско-Колымский водораздел, Сихотэ-Алинь, Камчатка) от границы М получены как преломленная, так и закритическая отраженные волны соизмеримой интенсивности. В тех случаях, когда профиль пересекал на континенте впадину с мощностью осадков в 3—4 км и более, наблюдалось увеличение интенсивности преломленной волны и соответственно уменьшение амплитуды отраженных волн. В пределах Охотского моря эти особенности волн от границы М также различны. В центральной его части (впадина Дерюгина) зарегистрированы самые интенсивные преломленные волны. В глубоководной Южноохотской впадине отраженные волны от границы М на сейсмограммах отсутствуют, а преломленные — высокоинтенсивны. Таким образом, с увеличением амплитуды прогибания растет интенсивность преломленной волны и падает интенсивность отраженной.

В области современной океанизации (например, Охотское море), где происходит утонение коры снизу, отраженные волны отсутствуют, головная преломленная волна интенсивная. Это свидетельствует, что граница М под такими активно развивающимися прогибами представляет собой градиентный слой с неровным рельефом. Скорость под границей М понижена.

Предлагаемые типы перехода кора—мантия отражают самые общие его свойства, вероятные для определенных геологических структур. На самом деле эти переходы даже в пределах одних структур могут сильно изменяться по мощности, нарушенности и т. п.

Представляя данные анализа динамики волн от границы М, мы ставим целью обратить внимание геофизиков на необходимость более детального описания сейсмических границ в земной коре, что позволит с большей достоверностью судить об их геологической природе.

## О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА

### СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ЭВОЛЮЦИЯ КОРЫ, РАСПОЛОЖЕННОЙ ВЫШЕ ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА

При выяснении природы границы М существенное значение имеют не только сейсмическая модель этой границы, но и знание вещественного состава вышележащей земной коры и условий ее образования. В этой связи рассмотрим кратко строение и состав земной коры и направленность ее развития.

Базой для классификации разрезов коры, безусловно, должны служить континенты. Предпочтение континентам отдается прежде всего потому, что их геологическое развитие мы можем проследить в течение 2—4 млрд. лет, в то время как история океанических структур известна (в результате глубоководного бурения) на протяжении 100—150 млн. лет. В отличие от океанов на континентах мы можем по геологическим данным прогнозировать строение коры на глубину до 10—15 км. Мы также хорошо знаем вещественный состав пород в верхней части коры и процессы их изменений.

#### Кора платформ

В пределах континентов следует выделять два основных типа строения земной коры: кору древних платформ и кору геосинклинальных (складчатых) поясов. К первому относится земная кора добайкальских платформ, включая щиты, где осадочный покров отсутствует, и плиты, в пределах которых кристаллический фундамент перекрыт чехлом мощностью в несколько километров. Сюда же следует относить и срединные массивы в пределах складчатых областей, если они целиком или в большей степени сложены добайкальскими образованиями.

К геосинклинальному типу строения коры относится земная кора рифейских (байкальских) и фанерозойских складчатых поясов, исключая срединные массивы, сложенные древнейшими породами. Таким образом, в основу классификации положен геологический (исторический) принцип.

Обратим внимание читателя на следующее обстоятельство, являющееся, по нашему мнению, важнейшим: в течение неогена (рифей и фанерозой), т. е. на протяжении последних полутора миллиардов лет, древние платформы поднимались. Наоборот, складчатые пояса в течение того же отрезка времени, хотя и не постоянно, испытывали опускания. Разная направленность тектонических движений в течение столь длительного времени состав-

ляющего около трети всей жизни Земли как планеты, не могла не сказаться на строении и вещественном составе коры.

Для того чтобы правильно разобраться в вещественном составе коры платформ, необходимо учитывать их геологическую историю. Со времени установления платформенного режима (2 млрд. лет назад) платформы поднимались. Лишь в фанерозое они были частично вовлечены в опускание — стал образовываться платформенный чехол. Становление древних платформ северного полушария закончилось раньше, чем гондванских. Наиболее древней является Сибирская платформа, фундамент которой сформировался примерно около 3 млрд. лет назад. Возраст фундамента Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ составляет примерно 2,5 млрд. лет. В пределах большей части площади фундамента древних платформ занимают архейские массивы, а протерозойские складчатые пояса распространены в виде ограниченных по площади зон. Это характерно для Восточно-Европейской платформы, в еще большей степени — для Сибирской. Древнейший раннеархейский фундамент развит на большей части Индийской платформы. Архейский возраст имеют в основном Антарктическая и Австралийская платформы. На Южно-Американской и Африканской платформах примерно в равной степени распространен архейский и ранне-среднепротерозойский фундамент.

Если отсчитывать начало поднятия платформ с эпохи, когда закончилось формирование их фундамента, то оказывается, что прошло более 1 млрд. лет до первых сколько-нибудь значительных их опусканий (до периода образования синеклиз). Фрагменты осадочного чехла стали формироваться на древних платформах в рифейскую эру. Но площади рифейского чехла невелики и приурочены, как правило, к наиболее древним участкам платформ, появившимся в раннем архее. Лишь на Сибирской платформе чехол возник в рифейскую эру. Но эта платформа образовалась раньше других. Поэтому длительность ее поднятия также 1 млрд. лет.

Обратимся теперь ко второму этапу в жизни платформ — опусканию, связанному с образованием синеклиз. На Сибирской платформе опускания, начавшиеся в рифее, достигли максимума в кембрии; в ордовике они стали сокращаться по площади и в среднем палеозое составили менее 50 % от ее площади. Лишь в конце пермского периода и в триасе, когда в пределах Тунгусского бассейна происходило излияние траппов, область осадконакопления несколько увеличилась в размерах, но затем стала сокращаться.

В пределах Восточно-Европейской платформы первые излияния базальтов относятся к концу рифея, когда в авлакогенах накапливались осадки. В кембрийском и ордовикском периодах в прогибание втянулись лишь относительно небольшие участки на северо-западе. Опускания большей части платформы начались в девоне и продолжались до середины триаса, а затем в меньшей степени — в юрский и меловой периоды.

Северо-Американская платформа была вовлечена в прогибание в ордовике, когда под уровень моря погрузилась половина ее площади. В силуре — карбоне площадь прогибов постепенно сокращалась, а в перми — юре почти вся платформа поднималась. В меловое время прогибанию подверглась лишь ее западная часть, граничащая с Кордильерами.

Индийская платформа, как и другие платформы южного полушария, в меньшей степени подвергалась прогибанию, чем северные платформы. Лишь в меловое время и в эоцене в ее пределах накапливались траппы.

Австралийская платформа незначительно опускалась в среднем палеозое, а затем в меловое время. На Африканской платформе прогибания происходили в меловой и палеогеновый периоды, на Южно-Американской — в среднем палеозое и в меловое время. В триасе и юре там изливались базальты.

Нетрудно видеть, что опускания для Лавразийской группы платформ составляли около 10 % от времени их существования, а для Гондванской — еще меньше. Значительные площади платформ, по-видимому, вообще не погружались. Поднятия платформ, скорее всего, были медленными. Значительное по скорости воздымание, которое в неоген-четвертичное время свойственно Балтийскому и Алданскому щитам, — явление временное. Такие эпохи ускоренного поднятия могли чередоваться с периодами замедленного воздымания и даже с эпохами некоторого погружения, следов которого из-за последующих поднятий не сохранилось.

Итак, второй этап в жизни платформ — опускания, сопровождавшиеся образованием синеклиз, — продолжался относительно меньший отрезок времени, чем предшествующее поднятие, и проявился неповсеместно. Отсюда следует, что поднятие платформ — это главная особенность их развития и она определяется какими-то кардинальными длительно сохраняющимися явлениями в жизни Земли. Отмечая некоторую ограниченность процесса формирования синеклиз, необходимо вместе с тем не забывать и то обстоятельство, что в этот второй этап развития платформ прогибание представляло собой активный, ведущий процесс. Н. С. Шатский писал по этому поводу: «антеклизы в своих очертаниях подчинены синеклизам, пассивно занимая промежутки между ними... Возникает предположение, что в данном случае ведущими, активными формами являются синеклизы..., а антеклизы — структуры остаточные» [34, с. 480—481].

Отмеченная выше особенность развития платформ — длительные устойчивые поднятия суммарной амплитудой не менее 5—10 км непременно должны учитываться при выяснении вещественного состава их коры. Длительное поднятие в условиях изостазии, осуществляемой на уровне границы М, должно сопровождаться смещением границы М вниз по разрезу литосферы. Покажем, что говорят в этом отношении сейсмические данные о строении земной коры древних платформ.

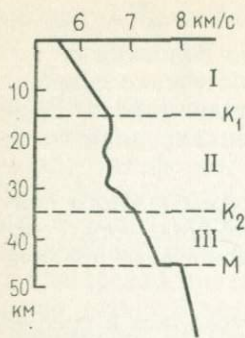


Рис. 36. Сейсмическая модель земной коры древней платформы (по Н. И. Павленковой)

чающихся по упругим свойствам (рис. 36). По Н. И. Павленковой [24], наиболее устойчивыми границами в земной коре платформы являются границы  $K_1$  и  $K_2$ , разделяющие эти три слоя. Граница  $K_1$  является подошвой верхнего слоя консолидированной коры платформ. Наиболее типичные значения граничной скорости вдоль нее составляют 6,4—6,5 км/с. Выше границы расположен высокоградиентный слой, в пределах которого с глубиной скорость в породах возрастает от 5,5 до 6,4—6,5 км/с. Ниже границы градиент увеличения скорости резко падает. В пределах второго слоя часто имеют место снижения скорости, благодаря чему весь слой или часть его ведет себя как волновод. Указанные особенности слоев, разделенных границей  $K_1$ , определяют свойства этой границы. Головная преломленная волна фиксируется от нее далеко не всегда, поскольку ниже этой границы скорости могут быть понижены, а в таком случае головные преломленные (рефрагированные) волны не образуются. В то же время эта граница — хорошо отражающий горизонт, поскольку отраженная волна образуется от границы как с положительным, так и с отрицательным скачком скорости. Наконец, эта граница является наиболее устойчивой границей обмена волн в земной коре. На этом основании Н. К. Булин в 1974 г. выделил ее в качестве опорной границы обмена в коре (граница А).

Граница  $K_2$  разделяет второй и третий слои консолидированной коры платформы. Выше нее расположен малоградиентный слой, а ниже — слой с высокой скоростью (7,0 км/с и более). В пределах щитов и плит платформ эта граница не может быть зафиксирована головными преломленными волнами, которые выпадают из первых вступлений на сейсмограммах. О ее сейсмических свойствах удастся судить по отраженным и обменным волнам. В пределах древних платформ граница  $K_2$  является отражающим горизонтом.

В настоящее время идет пересмотр традиционной сейсмической модели земной коры платформы с разделением ее на так называемые «гранитный» и «базальтовый» слои. Установлено, что сейсмическая граница Конрада, разделяющая эти два слоя, во многих случаях была выделена ошибочно из-за неправильного определения природы волн и значений скорости распространения волн [24]. На тех глубинах, где ранее рисовалась эта граница, скорости оказались намного ниже (5,5—6,6 км/с). Более того, на материале наиболее детальных глубинных сейсмических зондирований установлено, что в консолидированной земной коре платформ (ниже чехла) выделяются не два, а три сейсмических слоя (I—III), различающихся по упругим свойствам (рис. 36).

По Н. И. Павленковой [24], наиболее устойчивыми границами в земной коре платформы являются границы  $K_1$  и  $K_2$ , разделяющие эти три слоя. Граница  $K_1$  является подошвой верхнего слоя консолидированной коры платформ. Наиболее типичные значения граничной скорости вдоль нее составляют 6,4—6,5 км/с. Выше границы расположен высокоградиентный слой, в пределах которого с глубиной скорость в породах возрастает от 5,5 до 6,4—6,5 км/с. Ниже границы градиент увеличения скорости резко падает. В пределах второго слоя часто имеют место снижения скорости, благодаря чему весь слой или часть его ведет себя как волновод. Указанные особенности слоев, разделенных границей  $K_1$ , определяют свойства этой границы. Головная преломленная волна фиксируется от нее далеко не всегда, поскольку ниже этой границы скорости могут быть понижены, а в таком случае головные преломленные (рефрагированные) волны не образуются. В то же время эта граница — хорошо отражающий горизонт, поскольку отраженная волна образуется от границы как с положительным, так и с отрицательным скачком скорости. Наконец, эта граница является наиболее устойчивой границей обмена волн в земной коре. На этом основании Н. К. Булин в 1974 г. выделил ее в качестве опорной границы обмена в коре (граница А).

Граница  $K_2$  разделяет второй и третий слои консолидированной коры платформы. Выше нее расположен малоградиентный слой, а ниже — слой с высокой скоростью (7,0 км/с и более). В пределах щитов и плит платформ эта граница не может быть зафиксирована головными преломленными волнами, которые выпадают из первых вступлений на сейсмограммах. О ее сейсмических свойствах удастся судить по отраженным и обменным волнам. В пределах древних платформ граница  $K_2$  является отражающим горизонтом.

Скорость в нижележащем (третьем) слое определена по разности отражений от границы  $K_2$  и раздела  $M$  (от 6,8 до 7,7 км/с, в среднем более 7,0 км/с). Характерной особенностью границы  $K_2$  является то, что ее рельеф обычно повторяет рельеф границы  $M$ .

Таким образом, три сейсмических этажа в консолидированной коре древней платформы различаются между собой по двум параметрам: скорости и градиенту ее изменения с глубиной. Для геологической интерпретации второй параметр не менее важен, чем первый, поскольку позволяет сильно сузить вероятный набор горных пород слагающих слои коры древних платформ.

Какими же породами сложены три сейсмических слоя консолидированной земной коры платформ? Начнем с верхнего градиентного слоя, толщина которого составляет 7—15 км. Детальные сейсмические исследования в совокупности с наземными геологическими наблюдениями и данными единичных скважин свидетельствуют, что этот слой, вероятно, на всю его мощность сложен архейскими и протерозойскими породами, метаморфизованными в амфиболитовой и гранулитовой фациях. В пределах этого слоя проявляется блоковость коры, выражающаяся в смещении изолинии равных скоростей по границам блоков, а на поверхности Земли — в смене состава и структуры. Рост с глубиной скорости продольных волн от 5,5—6,0 до 6,6 км/с в этом слое вызван скорее всего увеличением основности пород.

Рассмотрим второй слой земной коры древних платформ. Главнейшей его особенностью является очень низкий градиент роста скорости с глубиной, а во многих случаях и наличие мощных и протяженных линз с пониженными скоростями. Ранее на этих глубинах (15—30 км) в коре древних платформ находился так называемый «базальтовый» слой. Позже выяснилось, что скорости здесь были завышены. Сейчас установлено, что они часто бывают очень низкие, опускаясь до 5,6—6,0 км/с. Не может быть и речи о том, что второй слабоградиентный слой сложен магматическими или метаморфическими породами основного состава. Столь низкие скорости не характерны и для пород среднего состава и даже для кислых пород (гранитов).

Заметим, что второй слой коры является основным источником магнитных аномалий на платформах. Следовательно, отдельные его участки характеризуются повышенным содержанием магнетита. Магнитно-теллурическое зондирование, проведенное в пределах Северо-Американской и Сибирской платформ, показало существование в их земной коре на глубинах 15 км и более слоя высокой электрической проводимости. Обнаруженная проводимость (5000 сименс) не свойственна метаморфическим или магматическим породам.

Итак, второй слой коры платформ, расположенный на глубинах 15—30 км, обладает необычайно низкой скоростью упругих волн (5,6—6,5 км/с), высокой намагниченностью и высокой электропроводностью. В условиях земной коры есть лишь один тип по-

род, характеризующийся этими физическими свойствами — это сильно серпентинизированные гипербазиты. Второй слабоградиентный слой коры платформ, где часто встречаются линзы пород с пониженными скоростями, рассматривается как сложенный серпентинизированными гипербазитами, принадлежащими ранее мантии Земли [22]. Возник этот серпентинизированный слой в результате двух взаимосвязанных процессов — снижения температуры в земной коре и поступления воды из мантии Земли. Когда температура в низах коры опустилась ниже 500 °С, стал возможен процесс серпентинизации гипербазитов и «наращивание» коры снизу за счет новообразованного серпентинитового слоя. Как известно, серпентинизация ультраосновных пород сопровождается обильным выделением магнетита. Именно за счет него второй слой коры и характеризуется повышенной электропроводностью и магнитовозмущающими телами.

Третий (нижний) слой коры платформ также сложен серпентинизированными гипербазитами, но это еще только слабая начальная степень их обводнения (лизардитовая), вследствие чего скорости в этом слое более высокие (~7,0 км/с).

Граница Мохоровичича под древними платформами рассматривается нами как рубеж, разделяющий серпентинизированные гипербазиты (вверху) и не серпентинизированные (внизу).

### Кора геосинклинальных складчатых поясов

В пределах складчатых поясов в коре насчитывается нередко большее число опорных сейсмических границ, чем в коре древних платформ. Структура и рельеф этих границ широко варьируют от района к району. На рис. 37, а показан характер изменения с глубиной скорости упругих волн некоторых наиболее детально исследованных структур. Нетрудно видеть, что по существу для каждой конкретной структуры (антиклинория, прогиба) характерна своя собственная кривая, существенно различающаяся от любой другой. На одной глубине в земной коре эти различия могут достигать 1,5 км/с. Так, например под Альпами на глубине 20 км скорость сейсмических волн менее 5,6 км/с, а под Горным Крымом 7,0 км/с. Сильно варьируют в коре складчатых поясов глубины слоев с пониженными скоростями и их мощность. Коре платформенных областей такие значительные колебания в величине скорости несвойственны.

Пожалуй, лишь одна граница ведет себя приблизительно таким же образом, как и на платформе. Это нижняя опорная граница в консолидированной земной коре, ниже которой скорость превышает 6,8—7,0 км/с. Под складчатыми областями, так же как и под платформой, рельеф этой границы повторяет рельеф границы М.

Число опорных сейсмических границ в коре складчатых поясов различно и определяется, по-видимому, особенностями геологической истории и детальностью сейсмических исследований.

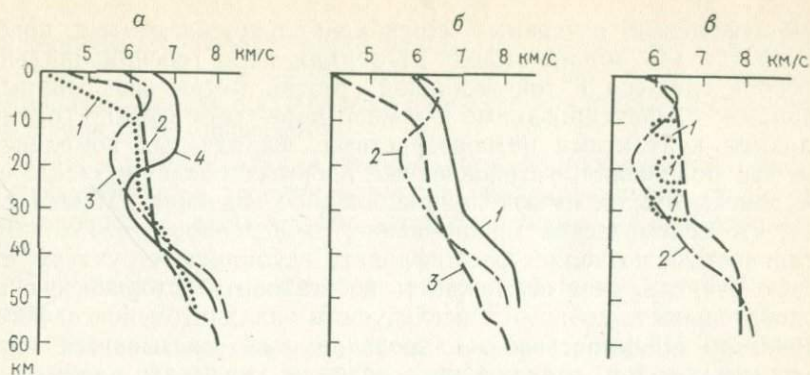


Рис. 37. Кривые скорости продольных волн в земной коре:

*а* — альпийской геосинклинали (1 — Малый Кавказ, 2 — Большой Кавказ, 3 — Восточные Альпы, 4 — Крымские горы); *б* — Украинского щита (1) в сравнении с Альпами (2) и Большим Кавказом (3); *в* — волноводы в коре платформы (1) в сравнении с Альпами (2)

В работе [22] даны примеры геологической интерпретации различных по тектонической истории складчатых областей — палеозойских, мезозойских и кайнозойских, заложившихся в рифейскую эру и затем постоянно или периодически прогибавшихся в палеозое, а в некоторых случаях и позже. При геологической интерпретации сейсмических данных в складчатых поясах удастся проследить на глубину до 15—20 км структуры, выделенные при тектоническом районировании на поверхности Земли, и тем самым определить мощность и пространственное положение в земной коре основных складчатых комплексов, сформировавшихся в процессе геосинклинального развития.

Выяснилось, что основными структурными элементами геосинклинальной области являются глубокие, длительно развивающиеся геосинклинальные прогибы (троги). Именно они определили структурный рисунок складчатого пояса. Положительные структуры — антиклинории и срединные массивы — это лишь остаточные межтроговые пространства, глыбы, не захваченные прогибаниями.

Таким образом, в пределах складчатых поясов существуют две основные группы структур — геосинклинальные трог и внедренные глыбы земной коры. Последние могут иметь различное строение: представлять небольшой реликт платформы внутри складчатого пояса, т. е. выполнять роль срединного массива, или быть сложным более древними складчатыми комплексами, сформировавшимися в предшествующий этап геосинклинального развития.

Ниже, говоря о земной коре геосинклинально-складчатых поясов, авторы имеют в виду главным образом строение геосинклинальных трогов. Что же касается межтроговых пространств, то строение их земной коры в зависимости от их истории носит в той или иной степени гибридный характер, совмещая черты, свойственные коре геосинклинальных трогов и платформ.

В отношении изученных геосинклинально-складчатых поясов можно сделать общий вывод: а) земная кора геосинклинальных прогибов сложена в той или иной степени метаморфизованными осадками; б) фиксированные в земной коре сейсмические границы являются контактами разновозрастных складчатых комплексов. Оба эти положения, установленные в самых различных складчатых поясах Земли, имеют принципиальное значение. Отсюда следует, что сейсмическое зондирование, проведенное с необходимой детальностью, позволяет расшифровать глубинную структуру, что, в свою очередь, дает возможность восстановить историческую последовательность событий в исследуемом складчатом поясе. Метод глубинного сейсмического зондирования пока оказывается единственным методом, позволяющим надежно увязывать видимые на поверхности структуры с их продолжением, погруженным на 10—20 км. Проследивая в глубь земной коры те или иные конкретные комплексы пород, мы идем единственно возможным путем, позволяющим определить, каков реальный вещественный состав пород в сейсмических слоях, лежащих на недоступных бурению глубинах.

Выше на примере древних платформ была показана несостоятельность разделения земной коры на так называемый «гранитный» и «базальтовый» слои. То же самое можно сказать и в отношении коры складчатых поясов. Начиная от дневной поверхности и вплоть до мантии кора складчатых зон сложена осадочными породами, которые впоследствии были диагенетически изменены, метаморфизованы и в той или иной степени интродуцированы различными магматическими телами. Проводить в этой изменяющейся от структуры к структуре земной коре какую-то демаркационную линию, разделяющую ее на «гранитный» и «базальтовый» слои, с любых позиций нет достаточных оснований.

Все сказанное относится к большей части коры складчатых областей, исключая самый нижний ее слой, лежащий на мантии. Мощность этого надмантийного слоя несколько колеблется, но в среднем составляет немного более 10 км. В отличие от вышележащих сейсмических слоев надмантийный слой отличается рядом особенностей. Мощность его изменяется мало и не зависит от строения вышележащей коры. Замечено только, что под длительно развивающимися прогибами он часто предельно сокращен (всего 7—10 км), а под поднятиями его мощность несколько больше (12—15 км). Скорость в его пределах также выдерживается и в большинстве случаев очень высока; даже на его кровле она, как правило, не менее 7 км/с. Благодаря выдержанной мощности надмантийского слоя его кровля как бы повторяет рельеф границы М. По некоторым сейсмическим параметрам (мощности, величине скорости) этот слой напоминает третий (нижний) слой коры платформ.

Геологическая природа надмантийного слоя еще не может быть окончательно установлена. По нашим представлениям, этот слой, залегающий в некоторых геосинклинальных прогибах непосред-

венно ниже палеозойских или рифейских складчатых комплексов, есть продукт метаморфической переработки тех же осадочных комплексов. Скорее всего породы этого слоя находятся в гранулитовой фации метаморфизма.

Итак, континентальная земная кора подразделяется нами на платформенную и геосинклинальную, различающиеся по истории формирования, сейсмическим характеристикам, вещественному составу.

Перечислим ее основные различия, начиная с сейсмических данных.

1. Значения средних скоростей в коре платформ несколько выше, чем в коре складчатых поясов. На рис. 37, б приведены две кривые скорости для наиболее типичных геосинклинальных хребтов (Альпы и Большой Кавказ) и кривая для Украинского щита. Нетрудно видеть, что кривые для коры геосинклинально-складчатой области, независимо от того, есть в ней волновод или нет, смещены в сторону меньших скоростей на 0,5—0,2 км/с.

2. Для коры геосинклинально-складчатых областей характерен значительный разброс в величинах скоростей, что не свойственно древним платформам.

3. Наблюдаются существенные различия и в величине (емкости) волноводов в коре геосинклиналей и платформ. Как видно на рис. 37, слой пониженных скоростей в Альпах имеет мощность около 20 км и амплитуду снижения скорости до 1,0 км/с, таким образом, емкость альпийского волновода достигает 20 км<sup>2</sup>/с. Волноводы в коре платформ могут располагаться на разных глубинах в пределах среднего (второго) малоградиентного слоя. Емкость платформенного волновода составляет 2—4 км<sup>2</sup>/с, т. е. оказывается в 5—10 раз меньше, чем в коре геосинклинали.

Все эти различия не случайны и свидетельствуют о разных условиях формирования коры платформ и геосинклиналей. Следовательно, граница М под древними платформами и под геосинклинальными трогами формировалась под действием разных причин. Ниже будет показано, что граница М под геосинклинальными трогами представляет собой рубеж разных фаций метаморфизма — гранулитовой (выше границы М) и эклогитовой (ниже нее).

### Кора океанических котловин

Наши знания о коре океанических котловин опираются на два основных источника: сейсмические материалы (число и рельеф слоев, скорости распространения в них упругих волн), геологические данные драгировок и глубоководного бурения. Важнейшей особенностью земной коры океанических котловин является ее малая мощность — 5—8 км, не считая слоя воды. По Дж. Шору и Р. Райтту [35], средняя толщина коры в котловинах океанов оценивается в 6,4 км. Сейсмические зондирования показали, что су-

ществует линейная зависимость между толщиной коры и глубиной дна океана. Под наиболее опущенными участками океанических котловин кора самая тонкая (граница М максимально приподнята). С уменьшением глубины океана мощность земной коры возрастает. В строении коры океанических котловин сверху вниз обычно выделяют три основных слоя: а) осадки, б) фундамент (второй слой) и 3) океанический слой (третий слой).

Верхний слой коры океанов называют осадочным, или первым, слоем. Его толщина в океанических котловинах, как правило, мала и не достигает 1 км. В отдельных районах первый слой практически отсутствует. Мощность осадочного слоя резко увеличивается лишь с приближением к окраинам континентов. Первый, или осадочный, слой коры океанов расшифровывается сейсморазведкой, так же как и осадочный слой консолидированной коры. Сейсмические границы внутри этого слоя отвечают контакту пород разного литологического состава. Наиболее четкие отражающие границы приурочены к контакту с кремнистыми породами или с известняками.

Под осадочным слоем залегает слой со скоростью продольных волн от 4,5 до 5,5 км/с. Его называют вторым слоем океанической коры. Сейсмические исследования показали, что поверхность этого слоя (поверхность фундамента) слабоволнистая. Мощность второго сейсмического слоя океанической коры также не одинакова. В Тихом океане она минимальна — в пределах Восточно-Тихоокеанской котловины менее 1 км. В центральной и особенно в западной частях этого океана толща второго слоя достигает 2 км или даже превышает эту цифру. В нескольких местах, например вблизи срединно-океанических хребтов, между лежащими выше осадками и третьим слоем океанической коры обнаружены два слоя.

О геологическом строении второго слоя (фундамента океанической коры) были высказаны различные мнения. Наиболее широко распространена точка зрения о том, что слой этот сложен базальтовыми лавами, излившимися на океаническом дне. Обратим внимание на два обстоятельства. Во-первых, как показало бурение, базальты не целиком слагают этот слой. Между отдельными покровами базальтов встречены прослои осадочных пород. Не исключено, что ниже базальтов могут залегать достаточно мощные (1000 м и более) толщи пород, лишенные или почти лишенные базальтовых лав. Во-вторых, нельзя исключать и то, что весь второй слой коры океанических котловин сложен первично осадочными, впоследствии диагенетически измененными породами. Фиксированные во втором слое океанической коры скорости сейсмических волн (4,5—5,5 км/с) этому не противоречат. В пользу предположения об осадочном генезисе второго слоя свидетельствует тот факт, что во многих районах Мирового океана, например в западной части Тихого океана, глубоководное бурение не встретило базальтов, остановавшись в плотных кремнистых осадках мела—юры.

Распространенный ниже третий слой океанической коры глубоко-

ководных котловин считается однородным. На гистограмме скоростей, зарегистрированных в слое, 80 % их значений имеют величину  $6,7 \pm 0,35$  км/с [35]. Выдержана и толщина этого слоя, равная в среднем 5 км. Его строение практически одинаково в котловинах Атлантического, Индийского и Тихого океанов. За пределами котловин мощность слоя возрастает. Так, в западной части Тихого океана толщина слоя увеличивается до 7—9 км и более. Обратим внимание, что не везде скорости сейсмических волн в третьем слое столь высокие. Во всех океанах известны участки, где скорости продольных волн в третьем слое составляют 6,0—6,2 км/с и даже ниже. Наиболее типичный пример — сейсмический профиль в северо-западной части Индийского океана, пересекающий глубоководную котловину и Сейшельские острова.

Наиболее гипотетичны представления о геологической природе и возрасте третьего слоя коры океанических котловин. Бурением этот слой нигде не вскрыт. О его вещественном составе часто пытаются судить, опираясь на данные драгирования и глубоководного бурения в пределах срединно-океанических хребтов океанов. Однако срединно-океанические хребты по морфологии и геологической истории представляют собой специфические структуры. Равные или близкие значения скоростей в коре глубоководных котловин и срединно-океанических хребтов еще не означают, что вещественный состав пород, слагающих третий слой океанической коры, идентичен.

Судя по скоростям, зарегистрированным в третьем слое (от 6,0 до 7,7 км/с), он может быть сложен породами как кислого (гнейсы, граниты), так среднего, основного (габбронды) и даже ультраосновного состава в случае их частичной серпентинизации. Заметим, что ультраосновные породы, будучи в той или иной степени серпентинизированными, занимают широкий диапазон скоростей (от 4,0 до 7,8 км/с). Третьему слою могут соответствовать лишь слабосерпентинизированные ультраосновные породы.

Помимо бурения есть еще один путь выяснения вещественного состава коры океанов. Это прослеживание по простиранию сейсмических слоев с континента в океан или с островов в океан. Конечно, это можно сделать далеко не везде, поскольку нередко по границе между материком и океанической впадиной проходит глубинный разлом. Наиболее удобен для этой цели Индийский океан. Так, например, по сейсмическим профилям, идущим от побережья Индостана в океан, удалось проследить непосредственный переход распространенных на континенте траппов в океан, которыми сложен там второй слой океанической коры (рис. 38). На п-ове Индостан мел-палеогеновые траппы подстилаются докембрийскими кристаллическими породами фундамента Индийской платформы. А на что легли траппы в океане? Сейсмические профили, идущие в океан от Индостана, показывают, что как на континенте, так и в океане, базальтовые траппы легли на один и тот же сейсмический слой, только слой этот в направлении к глубоководным участкам океана постепенно утоняется. Есть основания думать, что и в

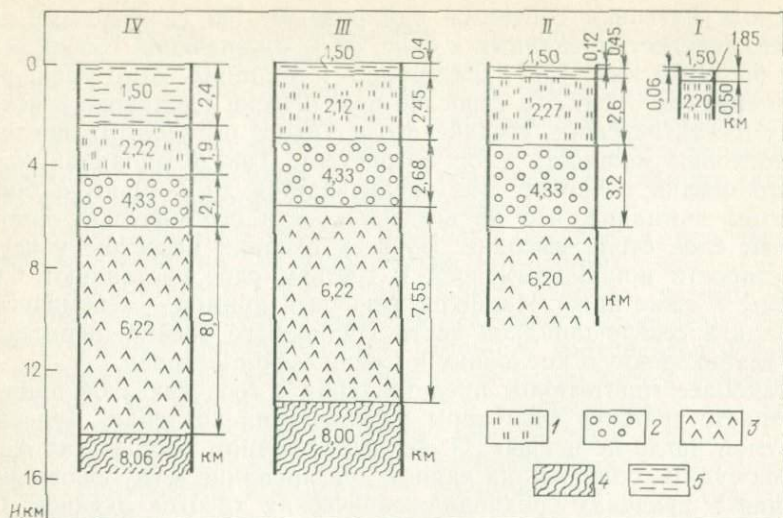


Рис. 38. Разрезы земной коры в южной части Камбейского залива (I и II), прилегающей части шельфа (III) и сопредельной части Аравийского моря (IV): 1 — осадочный слой; 2 — деканские траппы; 3 — третий слой океанической коры; 4 — верхняя мантия; 5 — вода  
Скорости распространения волн в км/с

океане траппы легли на кристаллический фундамент, аналогичный по возрасту и составу фундаменту Индийской платформы. Отсюда следует, что третий сейсмический слой коры Индийского океана сложен архейскими кристаллическими гнейсами, гранитоидами (чарнокитами) и т. д. Значения скоростей в этих породах, измеренные в образцах, удовлетворительно совпадают с теми величинами скоростей, какие зафиксированы в третьем сейсмическом слое Индийского океана.

В пользу гранито-гнейсовой природы третьего слоя океанической коры свидетельствуют результаты драгировки в северо-западной части Тихого океана. На подводном поднятии Обручева в зоне разлома, расположенного к востоку от Курило-Камчатского желоба, т. е. уже в пределах ложа океана ниже базальтов, вскрыты гранито-гнейсы (устное сообщение Г. Б. Удинцова). Таким образом, появились прямые доказательства гранито-гнейсовой природы океанического слоя, подстилаемого базальтами. Близкую картину дало драгирование в трого Окинава, расположенном в восточной части Восточно-Китайского моря. Со склона трого подняты биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, плагиогнейсы, плагиогнейсо-граниты и т. д., близкие протерозойским породам Тайгоносского массива и Сино-Корейского щита. Обнаруженные метаморфические породы позволяют предположить, что фундамент Китайской платформы продолжается под всем Восточно-Китайским морем. С глубины 5200 м подняты граниты в центре Тихого океана между разломами Кларнон и Клипперон.

## Кора срединно-океанических хребтов

Остановимся на геологической интерпретации земной коры срединно-океанических хребтов. В осевой части наиболее исследованного Атлантического подводного хребта осадочный слой отсутствует или имеет очень маленькую мощность (десятки метров). Сторонники гипотезы раздвижения океанического дна объясняют это тем, что возникшая в результате вулканических излияний кора здесь молодая и осадки поверх нее не отлагались. Однако отсутствие осадочного слоя в приосевой части Атлантического хребта объясняется прежде всего тем, что этот подводный хребет далеко удален от источников сноса. Осадки, сносимые с континентов, накапливаются в глубоководных котловинах, и на возвышающийся хребет не попадают. Отсутствие осадков можно объяснить еще и тем, что осадочные образования погребены на хребте под излившимися на них лавами. В пользу этого свидетельствуют результаты глубоководного бурения. Так, скв. 334, пробуренная в районе Азорских островов, прошла через несколько слоев осадков, заключенных внутри базальтового слоя. Неоднократно отмечались находки на оси срединного хребта плиоценовых и даже миоценовых отложений, сцементированных базальтовой лавой. Таким образом, отсутствие или малая мощность осадочного слоя в пределах осевой части Атлантического срединно-океанического хребта может быть легко объяснена без привлечения гипотезы тектоники плит.

Нет сомнений в том, что так называемый второй сейсмический слой срединно-океанических хребтов сложен в основном базальтовыми лавами. В этом убеждают результаты глубоководного бурения. Однако во второй слой входят лежащие между пластами лав осадочные породы. Во втором слое могут быть и сильно серпентинизированные ультраосновные породы, которые по своим физическим свойствам укладываются в тот интервал скоростей, который свойствен второму слою океанической коры. Такие породы были вскрыты скв. 334 при бурении с «Гломара Челленджера». В интервале глубин от 310 м до забоя (376 м) скважина прошла через тектоническую брекчию, состоящую из серпентинизированных гипербазитов, троктолитов и габброндов.

Какими же породами сложен третий слой срединно-океанических хребтов? Это, пожалуй, самый сложный вопрос. До сих пор остается неясным, какова мощность третьего слоя под срединно-океаническими хребтами. Гравиметрические измерения показывают, что срединно-океанические хребты характеризуются относительным минимумом силы тяжести в редукции Буге. Это может свидетельствовать о том, что хребтам свойственно утолщение коры. Это же подтверждается как будто бы некоторыми сейсмическими данными. Так, под о. Исландия, расположенным на Атлантическом подводном хребте, мощность коры достигает 40 км. Однако в некоторых других участках того же подводного хребта утолщения коры не обнаружено.

Анализ геологической истории Северной Атлантики убеждает, что срединно-океанические хребты заложены на месте длительно развивающихся геосинклинально-складчатых поясов. Следовательно, под вторым слоем, состоящим из переслаивания базальтов и осадочных пород, должны быть метаморфизованные породы древнего геосинклинального пояса. В некоторых случаях образцы таких пород, местами выступающих среди более молодых образований, обнаружены на островах или при драгировке дна. В Срединно-Атлантическом хребте это древнейшие ультраосновные породы (перидотиты) с островов Св. Петра и Св. Павла, метаморфизованные базальтоиды, собранные в нескольких местах в гребневой зоне хребта, основные и кислые магматические породы с гребня хребта на  $45^{\circ}$  с. ш., имеющие возраст 1500—1600 млн. лет. В 600 милях западнее на восточном склоне этого подводного хребта с глубины 4255 м подняты глинистые сланцы и кремнистые известняки кембрийского возраста. Глинистые сланцы, слюдяные алевролиты палеозойского возраста, драгированы с поверхности хребта к северу от Исландии и т. д. Геосинклинальный комплекс осадков, слагающий основание срединно-океанического хребта, должен достигать значительной мощности (10—15 км и более) и им, возможно, сложено все утолщение третьего слоя под подводным хребтом.

Таким образом, третий слой океанических котловин, согласно нашим представлениям, сложен породами, которые обнажаются в фундаменте древних платформ, т. е. главным образом гранито-гнейсами, а третий слой срединно-океанических хребтов — породами, характерными для геосинклинально-складчатых областей. Таким образом, авторы считают, что породы земной коры, расположенные выше границы М, и в том числе породы, слагающие расположенный над поверхностью М самый нижний слой коры, не идентичны под разными геологическими структурами. История формирования земной коры платформ, геосинклиналей, океанов, равно как и сейсмические данные, свидетельствуют о том, что слой над границей М мог сформироваться в силу разных причин, и под структурами с разным развитием он сложен различными породами. Это обстоятельство заставляет раздельно рассматривать природу границы М под геологическими структурами с разной историей развития.

#### **ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА ПОД КОНТИНЕНТАМИ**

Под термином геологическая интерпретация мы понимаем не только установление того, какие породы снизу и сверху разделяют раздел М, но и расшифровку механизма, приводящего к смещению этой границы в процессе развития структур.

Выше было приведено достаточное количество данных, свидетельствующих о том, что под различными по геологическому строению (и истории) тектоническими зонами раздел М форми-

руется в силу различных процессов. Это вынуждает нас рассматривать вопрос о геологическом строении этой границы раздельно для разного типа структур. В пределах континентов мы считаем необходимым различать три основные группы структур: 1) геосинклинальные прогибы; 2) древние платформы; 3) области современного горообразования. В каждой из названных групп могут быть выделены и более частные. Отдельно следует рассмотреть природу границы М под дном океанов. Там также следует обсудить несколько механизмов смещения границы М.

### Природа границы М под геосинклинальными прогибами

Анализ строения и геотектонического развития наиболее полно изученных складчатых поясов свидетельствует о том, что основными структурными элементами геосинклинальной области являются узкие, глубокие, длительно развивающиеся прогибы (троги). Именно они определили структурный рисунок складчатого пояса. Положительные структуры — антиклинории и срединные массивы — это лишь остаточные межтроговые пространства, глыбы земной коры, не захваченные прогибанием. Мощность осадков в геосинклинальных трогах, накопившихся в течение нескольких геотектонических этапов, измеряется несколькими десятками километров. В процессе столь значительного прогибания несомненно происходила и перестройка границы М.

Одной из дискуссионных проблем в геотектонике является выяснение причин, вызывающих длительное прогибание геосинклинальных прогибов, где накапливаются мощные толщи осадочных и магматических пород. За более чем сто лет, прошедших после выделения геосинклиналей американским геологом Д. Холлом, высказаны различные мнения относительно глубинного механизма, вызывающего прогибание. Наиболее распространены следующие взгляды. Первая концепция, высказанная еще Д. Холлом, исходит из представления о том, что геосинклинали прогибаются под тяжестью накапливающихся в них осадков. Вторая концепция, напротив, исходит из представления о том, что прогибание геосинклинали первично и является необходимой предпосылкой для последующего осадконакопления.

Такое прогибание предполагается вследствие оттока более глубоких мантийных масс или же рассматривается как следствие горизонтального растяжения коры (вплоть до ее разрыва). Линейность и огромная протяженность геосинклинальных трогов (тысяча километров и более) не оставляют сомнений в том, что это трог возникли вдоль глубинных разломов. Обратим внимание, что по простиранию каждый геосинклинальный трог состоит из серии отдельных впадин, как бы нанизанных на этот первоначальный глубинный разлом (или зону сближенных глубинных разломов). В пределах таких впадин мощность геосинклинальных осадков превышает 10—20 км, тогда как на разделяющих их относитель-

ных поднятиях прогибания были слабыми (первые километры), а временами и вовсе отсутствовали.

В процессе прогибания геосинклинального трога осадки, спускаясь все ниже и ниже, попадают в условия более высоких температур и давлений и метаморфизуются. На границе М, расположенной под развивающимся сейчас геосинклинальным прогибом на глубине 40—50 км, температура достигает 1000—1200 °С при давлении до 12—15·10<sup>8</sup> Па. Это условия формирования эклогитовой фации метаморфизма. Таким образом, мы рассматриваем раздел М под геосинклинальными прогибами в качестве метаморфической границы как рубеж гранулитовой фации вверху и эклогитовой внизу.

Процесс эклогитизации пород коры не является изохимическим. Формирование гранат-пироксеновых пород (эклогитов) сопровождается выделением гранитизирующих элементов. Эти элементы (Si, K, Na) мигрируют в осадки, накапливающиеся в геосинклинальном прогибе, а также в зоны поднятий, расположенные по обе стороны от него. Названные элементы и являются источником кислого магматизма, обычно сопутствующего развитию геосинклинального прогиба. В пределах глубоководных океанических желобов, которые мы также относим к геосинклинальным прогибам, граница М расположена на несколько меньших глубинах (25—35 км), но в том же интервале глубин, в котором возможна эклогитизация.

В геосинклинальном прогибе в процессе погружения осадков граница М смещается вверх по разрезу, как бы «пропуская» сквозь себя уплотняющийся материал коры. Скорость такого смещения определяется не только скоростью осадконакопления, но и временем, необходимым для выноса из эклогитизирующихся пород «гранитной составляющей». Возможно, что процесс эклогитизации может несколько запаздывать. В этом случае менее плотные породы коры окажутся погруженными глубже, что может привести к нарушению изостазии.

Обратный процесс смещения границы М вниз (деэклогитизация верхов мантии) маловероятен, поскольку для его течения необходим привнос значительных объемов гранитизирующих элементов, которых в мантии нет. Таким образом, граница М под геосинклинальным прогибом смещается лишь вверх. В этом принципиальное отличие от платформенной коры (см. ниже), где граница М может смещаться как вверх, так и вниз.

Выше отмечалось, что граница М под складчатыми поясами представляет собой неровную поверхность со сравнительно небольшим скачком скорости. Эти сейсмические данные хорошо увязываются с историко-геологическими. Зона эклогитизации корового материала, безусловно, захватывает значительный интервал глубин и в ее пределах следует ожидать не резкий, а постепенный рост скорости. Неровность границы также легко объяснима, поскольку эклогитизация должна идти избирательно, подчиняясь неоднородностям минерального состава пород.

## Природа границы М под платформами

Выше были изложены современные представления о сейсмической расслоенности земной коры платформ, свидетельствующие о существовании в ней трех сейсмических слоев. Были приведены факты, указывающие на то, что нижние два слоя сложены серпентинизированными гипербазитами.

Границу М под древними платформами авторы рассматривают как рубеж, разделяющий серпентинизированные гипербазальты (вверху) и не серпентинизированные (внизу). Температура, рассчитанная для тех глубин, где расположена под платформами граница М (35—45 км), составляет 300—500 °С, т. е. отвечает тем значениям, при которых начинается серпентинизация.

Медленное поднятие платформ авторы связывают со снижением температуры и с поступлением воды из мантии, вызывающим серпентинизацию, т. е. увеличение объема мантийных пород. Вследствие постоянно идущей серпентинизации граница М медленно смещается вниз по разрезу литосферы. Длительность и постепенность поднятия платформ определяется тем, что процесс выделения из мантии воды, по-видимому, близок к стационарному.

Рассмотрим теперь причины, вызывающие опускания платформ, что характерно для второго этапа их развития. Н. С. Шатский объяснял процесс образования синеклиз «уменьшением объема мантии в связи с уплотнением вещества» [34]. Этот вывод подтверждается современными данными, только область уплотнения вещества располагается не в мантии, а в самых низах земной коры. Известно, что процесс серпентинизации — десерпентинизации с изменением температуры может идти как в одну, так и в другую сторону. Допустим, что в низах коры платформ в силу тех или иных причин температура поднимается на несколько десятков градусов. Это незамедлительно вызовет десерпентинизацию определенного слоя коры и соответствующее смещение вверх границы М. Вследствие возникшего уплотнения в силу механизма изостазии этот участок коры опустится, что выразится на поверхности Земли образованием впадины. Синеклизы платформ — это те участки, где в силу тех или иных причин имело место незначительное повышение температуры в зоне границы М.

Во многих случаях первым импульсом, приведшим к повышению температуры, является возникновение одного или ряда сбlijженных глубинных разломов. Их возникновение ускоряет теплоперенос и приводит вначале к образованию приразломных впадин — авлакогенов, вследствие локальной десерпентинизации мантийных пород вблизи разлома. В дальнейшем разогреваются большие по площади участки коры платформ, что выражается в формировании синеклиз. С этих позиций становится ясным, почему синеклизы платформ образуются преимущественно на месте авлакогенов или вблизи геосинклинального пояса (зоны перикратонных опусканий, выделенные Е. В. Павловским).

То обстоятельство, что граница М под платформами отражает нижний предел, на котором возможна серпентинизация, делает эту границу подвижной, способной при изменении температуры смещаться как вверх, так и вниз. Поскольку серпентинизация определяется температурным режимом, границу М под платформами следует ожидать ровной, совпадающей с изотермой. Резкое снижение скорости в зоне границы М, предположенное по данным отраженных волн, объясняется следующим. Вода, поступающая из мантии, достигнув границы М, попадает в температурные условия, где она способна реагировать с ультраосновной породой. Постепенное накопление воды в этой узкой зоне приводит к тому, что серпентинизация проявляется полностью, что и снижает сильно скорость сейсмических волн в относительно тонкой зоне. Возможное присутствие в этой зоне высокоскоростных прослоев (создающих чередование слоев со скачком скорости) объясняется наличием линз эклогитов. Последние не серпентинизируются и потому на фоне серпентинитов должны проявляться как прослои с высокой скоростью. Таким образом, предлагаемое геологическое объяснение границы М под платформами соответствует изложенной выше сейсмической модели этой границы.

### О процессах на границе М под неотектоническими поднятиями

Высокогорные области на земном шаре распространены в виде нескольких поясов, из которых наиболее крупными являются: Средиземноморско-Гималайский, Афро-Азиатский, Северо-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский. Как было показано выше, всем этим поясам свойственно особое состояние верхней мантии, проявляющееся в существовании под ними мощных линз, характеризующихся пониженными скоростями распространения сейсмических волн. В этих же районах мантия нередко обладает повышенной электропроводностью. Оба эти факта указывают на то, что в мантии под горными поясами расположены мощные слои, в пределах которых мантийное вещество находится в состоянии плавления, возможно лишь частичного.

Граница М под высокогорными хребтами, судя по немногочисленным достоверным данным, находится несколько глубже, чем под равнинными территориями. Однако нужно отметить, что приводившиеся в литературе сведения о пропорциональной зависимости между высотой местности и глубиной до границы М нуждаются в существенной корректировке. Так, например, в высокогорной части Западных и Центральных Альп по поперечным сейсмическим профилям и гравиметрическим данным граница М располагалась на глубине более 60 км. Однако пройденный позже сейсмический профиль по простиранию хребта не подтвердил таких глубин — на всем простирании Альп граница М расположена приблизительно на уровне 50 км. Напомним, что такие же глубины

характерны для некоторых равнинных территорий, например для многих районов Центрального Казахстана.

Одним из достоверных профилей ГСЗ, пересекающих высокогорный хребет, является профиль Волгоград—Нахичевань. В пределах высокогорной части Восточного Кавказа граница М расположена как максимум на глубине 55 км, а под Малым Кавказом на глубине 50 км (против 42—44 км под равнинными пространствами Предкавказья). Отдельные участки альпийской складчатой области характеризуются еще большими глубинами (например, Восточные Карпаты). Однако их не следует принимать во внимание, поскольку область больших (65 км) глубин до границы М охватывает не только горное сооружение Карпат (к тому же и незначительной высоты), но и расположенный севернее Предкарпатский прогиб. Следовательно, это аномально глубокое положение границы М не имеет никакого отношения к горообразованию. По-видимому, под Восточными Карпатами за границу М принята какая-то более глубоко расположенная сейсмическая граница.

Обратимся к высокогорным сооружениям в пределах областей активизации. Судя по Каскеленскому профилю, который можно отнести к числу наиболее детальных и достоверных, переход от равнинных пространств Казахстана к высокогорному массиву Заилийского Алатау и Кунгей-Алатау сопровождается увеличением толщины коры не более чем на 3—5 км. Под высокогорной частью Гиссарского и Алайского хребтов глубина залегания границы М достигает 55 км против 45 км под Ферганской впадиной и 40—43 км под Таджикским срединным массивом.

При оценке величины утолщения коры под горами необходимо помнить, что высокогорные хребты, как правило, ограничены впадинами, под которыми мощность коры всегда относительно сокращена. На фоне приподнятого положения границы М под впадинами утолщение коры под хребтами выглядит более внушительно, чем это имеет место на самом деле.

Итак, данные по самым надежным профилям ГСЗ свидетельствуют о том, что горообразование, если и сопровождалось некоторым погружением границы М, то такое ее опускание было сравнительно небольшим (5 км, максимум 10 км).

Каков механизм такого погружения границы М, если оно действительно имело место, ответить трудно. Авторы не могут предложить удовлетворительный физический (и в то же время геологический) механизм, способный сместить границу М вниз под развивающимся горным хребтом. Если граница М разделяет под хребтом породы гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма, то такое смещение границы М должно сопровождаться обратным превращением эклогитов в метаморфические породы более низких фаций метаморфизма. Геологически это можно было бы представить себе как процесс некоторой «гранитизации» эклогитов. Однако возможен ли такой процесс на глубинах более 50 км, — сказать трудно.

Совершенно невозможно объяснить смещение вниз границы М под горами, если она разделяет серпентинизированные и свежие гипербазиты. Температура на таких глубинах (~50 км) много выше, чем та, при которой происходит серпентинизация.

Есть еще одна возможность объяснения некоторого увеличения мощности коры под высокогорными хребтами. В обрамляющих хребет геосинклинальных прогибах, примером чего может служить Большой Кавказ, длительно шел процесс эклогитизации материала коры. Это явление сопровождалось выносом из зоны эклогитизации огромных объемов гранитизирующих элементов (кремния, калия, натрия, воды). Поступление этих элементов в близрасположенное поднятие (в данном случае под хребет Большой Кавказ) должно было привести к увеличению объема материала коры под хребтом, а следовательно к формированию выраженного в рельефе хребта и к образованию под хребтом «корней». Однако все наши предположения остаются сугубо гипотетическими, и мы не можем назвать достоверной причины, приводящей к опусканию границы М под геотектоническими поднятиями.

Приведенный выше пример исключительно мощной (более 70 км) земной коры под высокогорным Памиром позволяет предположить еще один механизм смещения границы М на указанные глубины. Мы имеем в виду возникновение зоны частичного плавления непосредственно под земной корой. В этом случае граница М фиксируется ниже зоны плавления, она как бы «перескакивает» с более высокого уровня на более низкий. Давления и температура, ожидаемые под Памиром на глубинах 60—70 км, не противоречат таким представлениям.

Вопрос о причинах смещения границы М вниз в процессе горообразования остается открытым. Можно лишь отметить, что если такое смещение и проходит, то оно сравнительно невелико по амплитуде (5—10 км), т. е. намного меньше, чем обычно считается. Большое смещение границы М вниз следует ожидать лишь в пределах исключительно крупных поднятий, таких как Памир и Тибет. Мы объясняем формирование этих поднятий высотой 4—6 км формированием в верхах мантии зон плавления (волноводов), вследствие чего граница М фиксируется ниже этих новообразований.

### ПРИРОДА ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА ПОД ОКЕАНАМИ

Результаты бурения на океаническом дне дали неоспоримые доказательства относительно недавних (в меловое время и в кайнозое) крупных опусканий ложа океанов. Во всех океанах под глубоководными отложениями, лежащими сейчас на глубине 3—6 тыс. м, обнаружены мелководные и даже континентальные образования. Признаки мелководности выражаются в присутствии глауконитовых и фосфатных отложений, мелководной фауны (пелициподы, мшанки, криноидеи), наличии угленосных пород с растительными остатками и костями наземных животных. Следовательно,

ранее на месте океанов существовал континент, характеризовавшийся мощной земной корой континентального типа.

Нужно отметить, что представления о возникновении океанов на месте былых континентов были выдвинуты еще на рубеже XIX и XX вв. Э. Зюссом, Э. Огом, а затем поддержаны М. М. Тетяевым, А. Д. Архангельским, Г. Штилле и многими другими геологами. Возражения против этой общепринятой до 50-х годов концепции возникли тогда, когда появились надежные данные о том, что континенты и океаны различаются по толщине коры и, возможно, по ее составу. Чтобы на месте континента образовался океан, необходим природный механизм, приводящий к уменьшению толщины континентальной коры в несколько (5—8) раз. В нашей стране концепцию океанизации континентальной коры развивал В. В. Белоусов. Однако он предполагал при этом полную переработку континентальной коры в океаническую. Между тем данные океанского бурения свидетельствуют об обратном. Мелководные осадки, образовавшиеся до погружения, и перекрывающие их глубоководные, возникшие после океанизации, лежат друг на друге согласно и горизонтально. Это свидетельствует о том, что верхняя часть континентальной коры, бывшей до океанизации на месте океана, стала впоследствии верхней частью океанической коры. Следовательно, при океанизации не происходит (или происходит далеко не всегда) полная переработка всей континентальной коры. Ниже будут кратко изложены три различных механизма, каждый из которых в той или иной степени способен привести к значительному опусканию континента ниже уровня океана. Но прежде необходимо определить энергетический источник этого процесса. На дне океанов под слоем илов почти повсеместно залегают базальтовые лавы, возраст которых от середины юры до неогена. Широкое распространение в океанах базальтов, которые по химическому составу и условиям образования мало отличаются от континентальных траппов, свидетельствует, что излияние траппов и погружение океанического дна — явления, сопутствующие друг другу во времени и в пространстве, и, следовательно, вызванные какой-то общей причиной.

Такой причиной было возникновение в мантии зоны избирательного плавления пород, в результате чего имели место внедрения в кору и излияния на земную поверхность трапповых серий. Поскольку разновозрастные трапповые поля на континентах и на дне океанов занимают гигантские площади, измеряемые миллионами квадратных километров, следует считать, что такие зоны плавления мантийных пород имели по площади столь же большие размеры.

С. А. Федотовым [32] проведен анализ условий Толбачинского трещинного извержения 1975—1976 гг. на Камчатке, что дает материал для выяснения причин океанообразования. Толбачинское извержение основных лав было связано с активностью одной зоны трещин. В случае площадных трапповых излияний, когда формировались такие гигантские поля, как Тунгусское на Сибирской

платформе или базальты океанического дна, вероятно, действовали если не синхронно, то геологически почти одновременно системы таких зон трещин, как Толбачинская. Основываясь на расчетах С. А. Федотова, следует думать, что поднимавшиеся из верхней мантии (с глубины 150—200 км) колонны базальтовых расплавов создавали на глубинах 30—40 км, т. е. на границе кора—мантия, почти сплошную зону промежуточных очагов. Такая зона, состоящая из гидравлически связанных между собой отдельных расплавленных очагов, становилась областью химической эволюции магм и одновременно резервуаром, откуда происходили излияния в верхние горизонты коры и на земную поверхность. Такая зона расплава, вероятно, служила источником сквозьмагматических флюидов, идущих через земную кору, и была также причиной повышения температуры в низах коры. В зависимости от глубины образования такой очаговой зоны, ее мощности и температуры воздействие ее на вышележащие породы коры было различным, что должным образом выразилось в разной интенсивности процесса океанизации.

Можно предложить несколько различных механизмов переработки континентальной коры поднявшимися к ее подошве базальтовыми расплавами.

### Океанизация в результате десерпентинизации пород коры

Посмотрим, все ли типы геологических структур континентов в одинаковой степени преобразуются в океаны? Анализ геологического строения океанических побережий показывает, что глубокоководные океанические котловины возникали лишь там, где ранее была древняя платформа. Это особенно наглядно видно на примере Индийского океана, окруженного со всех сторон древними платформами (Индийской, Африканской, Австралийской и Антарктической). Такова же обстановка и в южной части Атлантического океана — с запада, востока и юга его обрамляют Южно-Американская, Африканская и Антарктическая платформы. Эта особенность геологической истории южного полушария давно замечена геологами. Основываясь на общности палеозойской и раннемезозойской истории континентов южного полушария Земли, еще Э. Зюсс выдвинул гипотезу о существовании в домеловое время единого гигантского материка Гондвана, впоследствии частично погрузившегося на дно океанов.

Что касается Тихого океана, то недавно появились прямые свидетельства, что ранее на его месте существовала древняя платформа. На дне трога Окинава, расположенного в восточной части Восточно-Китайского моря, обнаружен крупный подводный блок, сложенный метаморфическими породами, близкими по составу протерозойским отложениям Тайгоносского массива и Сино-Корейского щита, амфибол-биотитовыми гнейсами, плагиогнейсами, плагиогнейсо-гранитами и т. д. В 1981 г. на поднятии Обручева к востоку от Курило-Камчатского желоба в приподнятом по разло-

му блоке ниже базальтов залегают метаморфические породы и в том числе гранито-гнейсы. Метаморфические породы обнаружены и в восточной части океана.

Таким образом, геологические данные свидетельствуют о том, что глубоководные участки океанов образовались на месте бывших платформ. Разделяющие платформы геосинклинальные прогибы по какой-то причине не превращаются в глубоководные океанические котловины, а сохраняются на океаническом дне в виде гирлянд островов, подводных хребтов и т. д. Таковы геосинклинальные зоны Зондского архипелага, Новой Зеландии, Японии, геосинклинальные прогибы Карибского бассейна, Южно-Антильской гряды и т. п.

Поскольку в глубоководные океанические котловины преобразуются лишь платформы, наше внимание должно привлечь строение и вещественный состав земной коры платформ. Согласно новейшим данным взрывной сейсмологии земная кора платформ, не считая осадочного чехла, состоит из трех сейсмических слоев. Выше было показано, что верхний слой представляет собой градиентную среду с постепенным нарастанием с глубиной скорости от 5—6 км/с на поверхности фундамента до 6,5—6,7 км/с на глубинах 10—15 км. Как показало бурение, он сложен метаморфическими породами. Ниже расположен слабоградиентный слой, занимающий от трети до половины мощности всей консолидированной коры платформ. Третий (нижний) слой коры платформ характеризуется резко повышенными величинами пластовых скоростей от (6,8 до 7,7 км/с), в среднем более 7,0 км/с. Есть основания считать, что нижние две трети коры древней платформы сложены серпентинизированными гипербазитами. Граница М под древней платформой рассматривается как рубеж, разделяющий серпентинизированные (вверху) и несерпентинизированные (внизу) гипербазиты. Выше, рассматривая природу границы М под древними платформами, мы отмечали, что смещение этой границы легко объяснить за счет незначительного повышения или снижения температуры. В данном случае, когда речь идет о происхождении океанических котловин, т. е. о многократном утончении континентальной коры, подъем границы М был очень значительным по амплитуде. Причину этого мы видим в том, что в результате площадного магматизма произошел существенный подъем температуры в низах коры. Вследствие этого в пределах всей части коры, сложенной серпентинитами, температура оказалась выше 500 °С. В этих условиях серпентин оказался неустойчивым и, потеряв воду, превратился в оливин. В результате граница М поднялась вплоть до верхнего слоя консолидированной коры платформ, сложенного осадочно-метаморфическими породами. Дальнейший подъем этой границы был затруднен тем, что для переработки минералов, слагающих метаморфические толщи выше новообразованной границы М, требовались более высокие температуры, чем для десерпентинизации гипербазитов.

Таким образом мы считаем, что под океаническими котловинами десерпентинизация завершилась полностью. Граница М разделяет там метаморфические породы, слагавшие ранее верхний слой платформенной коры и новообразованные (после десерпентинизации) гипербазиты. Согласно таким представлениям тонкая трехслойная земная кора океанических котловин состоит из: 1) слоя осадков; 2) лежащего ниже второго слоя, сложенного базальтовыми лавами, перемещающимися с уплотненными осадочными породами; 3) нижнего (третьего) слоя океанической коры, в который входят гранито-гнейсы и другие метаморфические породы, характерные для фундамента платформ. Обнаружение в северо-западной части Тихого океана на 4500 м ниже уровня океана под базальтами метаморфических пород кислого состава подтверждает предложенную нами геологическую модель океанической коры.

### Океанизация в результате дегранитизации низов коры

Обратимся ко второму механизму смещения границы М в океанах. Он рассматривает океанизацию континентальной земной коры, сложенной на всю ее мощность вплоть до раздела М метаморфическими породами.

Высокометаморфизованные породы, выходящие на поверхность, представляют собой образования, возникающие при высоких давлениях и температурах. Область метаморфизма пород, т. е. минеральных реакций в твердом состоянии, охватывает широкий диапазон давлений и температур, вплоть до анатексиса. Одним из наиболее твердо установленных фактов в геологии метаморфических пород является тесная ассоциация в земной коре пород высоких ступеней метаморфизма и мигматитов.

Наиболее глубокий разрез высокометаморфизованных пород архея, слагающего фундамент Восточно-Европейской платформы, вскрыт Миннибаевской скважиной, пробуренной в пределах Татарского свода. Скважина эта на глубине 1800 м достигла архейского фундамента и прошла по нему более 3000 м. Как показало петрографическое и геологическое изучение керна этой скважины, высокий метаморфизм архейских пород сопровождался их мигматизацией, в результате которой возникла четко выраженная полосчатость — чередование прослоев, обогащенных темноцветными минералами, и прослоев, почти целиком состоящих из кварца и полевого шпата. Десятки химических анализов этих темноцветных пород свидетельствуют, что содержание в них таких элементов, как кремнезем, алюминий, железо, щелочи, отвечает химическому составу основных и даже ультраосновных пород.

Светлые (лейкократовые) прослои, наоборот, характеризуются очень высоким содержанием кремнезема (70 %) и щелочей (5—8 %), что ставит их в один ряд с породами гранитного состава.

Тот факт, что такие высококонтрастные мигматиты распространены в фундаменте Восточно-Европейской платформы на всю

исследованную скважиной глубину свидетельствует об их широком развитии в земной коре древних платформ. Мигматиты образуются в тех случаях, когда не происходит сколько-нибудь значительного выноса их легкоплавкой (гранитной) составляющей. Такие условия имеют место в процессе погружения метаморфизованных комплексов, когда они попадают в обстановку, отвечающую амфиболитовой стадии метаморфизма.

Представим себе, что после образования эти контрастные породы попадают в иные условия: были приподняты (приближены к земной поверхности), тектонически нарушены (разбиты трещинами), а затем оказались в обстановке повышенных температур и гидротермальной переработки, вызванных образовавшимся ниже земной коры магматическим очагом. В этих новых условиях, когда появились и пути миграции (трещины) и транспортирующие гидротермальные растворы, а температура поднялась, низкотемпературная лейкократовая часть мигматитов стала выноситься из пород, расположенных в низах коры.

Геологические наблюдения свидетельствуют, что вынос лейкократового материала происходит в широком диапазоне температур: а) очень высоких (800—650 °С), когда происходит полное плавление светлых прослоев и перенос вещества в виде расплава; б) высоких (550—450 °С) — в виде щелочного метасоматоза; в) средних (470—330 °С) — в форме кислотного выщелачивания; г) низких (430—300 °С) — путем гидротермальных растворов, когда перенесенный кремнезем отлагается в форме кварцевых жил.

Оставшуюся после выноса лейкократовой составляющей основную по химическому составу темноцветную породу Г. Винклер предложил называть реститом. Он полагал, что такие породы распространены на глубине в земной коре ниже зоны гранитизации.

Выше отмечалось, что темноцветная часть мигматитов в фундаменте Татарского свода Восточно-Европейской платформы по химическому составу соответствует основным и ультраосновным породам. Если светлая лейкократовая часть мигматита будет удалена и останется только темноцветная, то остаток (рестит) по своим физическим свойствам будет практически неотличим от пород мантии Земли. Сейсмическое зондирование зафиксирует границу М выше зоны реститов. Удаление из такого мигматита лейкократовой части практически означает превращение «базальтового» слоя в породы мантии Земли, иными словами, океанизацию континентальной коры.

Очевидно, процесс выноса лейкократовой составляющей начнется в низах коры, где температура и давление более высокие. В результате граница М станет смещаться вверх, следуя за фронтом дегранитизации.

Перемещение вверх значительных объемов гранитизирующих компонентов должно вызвать образование мощного слоя гранитов, толщина которого, при условии, что весь гранитизирующий материал 35-километровой континентальной коры останется в коре, должна достигать 15—20 км. Если предполагать, что вся континен-

тальная кора сложена высокометаморфизованными породами, то при дегранитизации нижней ее части мы не получим типичную океаническую кору, ибо гранитизирующих элементов окажется слишком много. Однако такое заключение справедливо лишь в том случае, если кремнезем и щелочи, выносимые из нижних горизонтов коры, останутся в верхней ее части, а не покинут ее.

Есть факты, свидетельствующие о том, что процесс утонения коры и образования глубоководных впадин сопровождается выносом кремнезема из земной коры на дневную поверхность. Приуроченность кремнистых пород к вулканическим толщам давно привлекла внимание и послужила основой для вывода о существовании между ними генетической связи. В вулканических областях кремнезем поставляется в морской или озерный бассейн лавами, вулканическими пеплами, гидротермальными растворами, газовыми эксгаляциями, а также поверхностными водотоками, размывающими окружающую сушу. По мнению М. А. Петровой, основная масса кремнезема в вулканических областях поступает в бассейны при подводных извержениях вулканов в результате взаимодействия раскаленной лавы и пеплов с морской водой. Е. К. Мархинин подсчитал, что с Курильских островов с мелового периода до современной эпохи пеплами в адсорбированном виде было вынесено 1000 млрд. т кремнезема.

В эпохи даже самого обильного кремневыведения вода океанов остается недонасыщенной кремнеземом. Равновесная концентрация аморфной кремнекислоты при обычных температурах колеблется в пределах 100—140 мг/л, тогда как в водах современных морей и океанов максимальное количество не превышает 8 мг/л. Содержание кремнезема, растворенного в морской воде, постоянно снижают кремнистые организмы, главным образом диатомовые водоросли, в меньшей степени радиолярии, кремневые губки и др. Кремневые организмы ежегодно требуют для построения своих скелетов 80—160 млрд. т кремнезема. Годовое же поступление растворенного кремнезема за счет материкового сноса составляет 0,3 млрд. т. Таким образом, населяющие океан кремневые организмы способны вычерпать из океанической воды практически неограниченные количества кремнезема.

Кремнезем, использованный для построения раковин диатомей и радиолярий, осаждается на дно. С увеличением глубины океана растворимость кремнезема увеличивается. Вследствие этого в пределах глубоководных котловин значительная часть кремневых раковин не достигает дна, растворяясь при погружении в толще воды. Иная обстановка в мелководных шельфовых морях. Там практически все кремневые раковины, не растворяясь, поступают в осадок. Шельфовые илы содержат до 44 % аморфного кремнезема. Таким образом, с помощью организмов осуществляется транспортировка кремнезема из глубоководных пространств океана в шельфовые моря, иными словами — из областей с океанической корой в пределы пространств с континентальной корой.

## Магматическое замещение как механизм океанизации континентальной коры

Известно, что в океанах под тонким слоем мел-кайнозойских осадков широко распространены базальтовые лавы, которые по составу, масштабам проявления, характеру извержений близки к континентальным траппам. Такое сходство наводит на мысль провести параллель между петрогенетическими особенностями траппового магматизма на платформах и проявлениями основного вулканизма на дне океанов.

Масштабы траппового и океанического вулканизма сопоставимы. Лавы основного состава заливают площади на несколько миллионов квадратных километров. По-видимому, как на континентах, так и в океанах магматические расплавы образовывались в результате плавления обширных участков мантии.

Для выявления характера процессов, происходящих в континентальной земной коре во время ее океанизации, обратимся к районам траппового магматизма. В нашей стране наиболее крупным полем являются пермо-триасовые траппы Сибирской платформы. Сейсмические исследования земной коры, проведенные в пределах Сибирского траппового поля, выявили одну интересную особенность коры, в других местах обычно отсутствующую. Обнаружено, что под траппами в земной коре распространены относительно тонкие слои, характеризующиеся высокой скоростью сейсмических волн. Так, по данным В. А. Деткова и др. (1979 г.), высокдетальные сейсмические исследования, проведенные методом КМПВ, установили в пределах Туринской впадины (Тунгусская синеклиза) несколько высокоскоростных слоев. Они обнаружены на глубинах 2—5 км в толще нижнепалеозойского осадочного чехла (кембрий—силур) и характеризуются граничной скоростью 6,9—7,1 км/с (рис. 39).

Глубинное сейсмическое зондирование, проведенное через ту же Тунгусскую синеклизу по профилю Богучаны—Тунгуска, установило в верхней части земной коры на глубинах 7—12 км один или несколько слоев, характеризующихся аномально высокой для таких глубин скоростью (6,8 км/с). Ниже этого слоя, вплоть до глубины 25 км, скорость резко понижена (5,9 км/с). Исследования показали, что под наиболее глубоко опущенной частью впадины наблюдается уплотнение пород фундамента и увеличение сейсмических скоростей.

Таким образом, особенностью земной коры трапповых провинций служит появление в ее верхней и средней частях относительно тонких высокоскоростных горизонтов. Заметим, что в коре хорошо изученной Восточно-Европейской платформы такие высокоскоростные горизонты на указанных глубинах не обнаружены.

Обратимся к земной коре океанов. Согласно общепринятой модели океанической коры, обобщенной Шором и Райттом [35], кора океанов состоит из тонкого осадочного слоя (мощность  $h = 0,34$  км, скорость волны  $P = 2,1$  км/с), второго слоя ( $h = 1,21$  км,

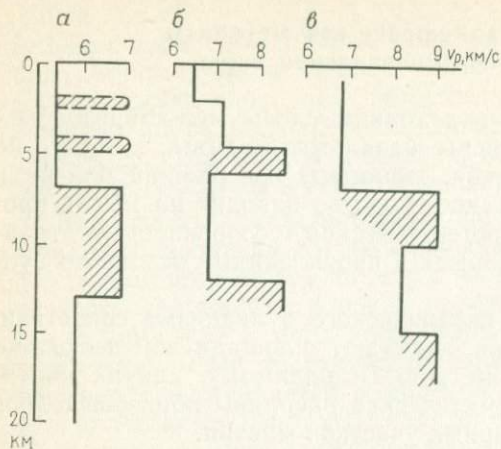


Рис. 39. Сейсмические разрезы земной коры в областях траппового магматизма

Заштрихованы слои с повышенными скоростями: *а* — континент, Тунгусская синеклиза Сибирской платформы; *б* — Тихий океан, северная Кокосовая плита (к востоку от Калифорнии); *в* — Тихий океан к востоку от Курильского желоба. Для океанов разрезы даны от уровня дна

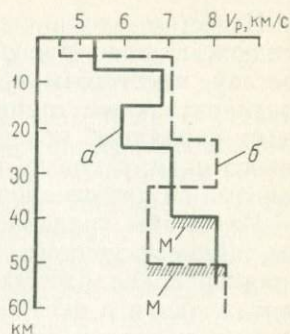


Рис. 40. Сравнение верхних 50 км литосферы континента и океана в областях траппового магматизма:

*а* — континент, Тунгусская синеклиза Сибирской платформы; *б* — океан, Коралловое море (юго-запад Тихого океана); М — граница М

скорость 5,15 км/с), сложенного базальтами, и третьего, или океанического, слоя ( $h=4,57$  км, скорость 6,8 км/с), состав которого гипотетичен. За нижнюю границу океанической коры обычно принимается граница, расположенная на глубине 8—12 км от уровня моря, характеризующаяся скоростью продольных волн в интервале 7,0—9,6 км/с (среднее значение 8,15 км/с). Таким образом, при водном покрове в 4—5 км мощность твердой коры в глубоководных океанических котловинах оценивается всего в 5—8 км.

Однако в последние десять лет появились сейсмические данные, не укладывающиеся в рассмотренную выше схему. В. Е. Снайджман, Б. Т. Р. Льюис и Дж. Макклейн в 1975 г. на основании детальных профильно-площадных наблюдений методом ГСЗ обнаружили в Тихом океане между Восточно-Тихоокеанским поднятием и Центрально-Американским желобом мощную (6 км) зону пониженной скорости, расположенную ниже тонкого высокоскоростного слоя, обычно принимаемого за раздел М (рис. 39, б). Встает вопрос, где в таком случае проводить подошву земной коры? Если исходить из тех принципов, какие применяются для выделения подошвы коры на континентах, то обнаруженный названными исследователями тонкий высокоскоростной слой следует включать в состав коры и ее подошву проводить ниже зоны малых скоростей. Но в этом случае толщина океанической коры без слоя воды достигает уже 13 км. Авторы отмечают, что такое строение океанической коры имеет место в пределах значительной части подводной Кокосовой плиты восточнее оси Восточно-Тихоокеанского подня-

тия. Аналогичное строение океанической коры (глубина моря 5 км) установлено в 1976 г. Е. А. Старшиновой в северо-западной части Тихого океана. На глубинах 7—10 км от дна моря обнаружено высокоскоростное тело, где скорость продольных волн достигает 9,0 км/с. Ниже имеется волновод, а новый рост скорости до 9,0 км/с зафиксирован на глубине 15 км от дна (рис. 39, в).

В некоторых случаях высокоскоростные горизонты обнаружены на еще больших глубинах. Так, в западной части Средиземного моря составлен сейсмический разрез, в котором слой повышенной скорости расположен на глубинах 13—27 км, а ниже, вплоть до глубины 35 км, скорость понижена. Наконец, в юго-западной части Тихого океана в пределах Кораллового моря (вблизи п-ова Папуа) по данным ряда протяженных профилей ГСЗ составлено несколько близких по строению колонок литосферы до глубины 60 км, одна из которых приведена на рис. 40. По данным предварительной интерпретации, слой с повышенной скоростью обнаружен на глубине 23—33 км. Глубже скорость сейсмических волн понижается до 6,5 км/с и вновь возрастает до 8,3 км/с лишь на глубине 50 км.

В данном случае зона пониженных скоростей расположена еще глубже (33—50 км), чем в приведенных выше примерах. Новые данные о том, что в океанической литосфере под сравнительно тонкими высокоскоростными прослоями неоднократно обнаружены слои с пониженными скоростями, привели Н. К. Булина к представлению о том, что за границу М в океанах следует принимать основание слоя с пониженными скоростями. Следовательно, океаническая кора соизмерима по толщине с континентальной, но в океанической коре (сравнительно с континентальной) скорости сейсмических волн относительно повышены. Н. К. Булин считает, что та сейсмическая поверхность со скоростью 7,0—8,6 км/с, которая фиксируется в океанах на глубине 10—12 км от уровня моря, представляет лишь один из высокоскоростных горизонтов внутри коры океанов. Граница М в коре океанов в одних случаях расположена на глубинах 20 км, а в других — 50 км.

Сказанное позволяет рассматривать слои с повышенной скоростью, обнаруженные в коре Сибирской платформы под базальтами, как начальную стадию океанизации континентальной коры. Об этом красноречиво свидетельствует рис. 40, где на одном графике сопоставлены изменения с глубиной скорости в коре: а) под траппами Тунгусской синеклизы (Сибирская платформа) и б) в пределах Кораллового моря (юго-запад Тихого океана). Нетрудно видеть, что и в том и в другом случае до глубины 40—50 км преобладают значения скорости около 7 км/с. Но в коре Сибирской платформы высокоскоростной слой в верхней части еще только формируется и его мощность не превышает 10 км. В коре же Кораллового моря вплоть до глубины 23 км скорость достигла 7,0 км/с, а в интервале 23—33 км возник слой с еще более высокими (до 8,0 км/с) скоростями сейсмических волн.

Приведенные выше данные свидетельствуют, на наш взгляд, о том что одним из возможных механизмов океанизации континентальной коры является процесс появления в ее верхней и средней частях высокоскоростных горизонтов. Начало этого процесса сейсмическим зондированием установлено под залитой базальтами Сибирской платформой, а его дальнейшее развитие — в литосфере океанических котловин.

Обратимся теперь к выяснению петрологического механизма, приводящего к появлению в континентальной коре слоев с повышенными скоростями, что рассматривается нами как начальная стадия ее океанизации. Поскольку мы считаем, что океанообразование вызвано тем же процессом, который формирует трапповые поля на континентах, наше внимание привлекли петрологические процессы, сопровождающие излияние траппов. В пределах самого крупного Тунгусско-Западно-Сибирского траппового поля наиболее детально исследован Талнахский район, расположенный на северо-западе Восточно-Сибирской платформы. В этом районе на платформенном чехле средне- и верхнепалеозойского возраста (девон—пермь) залегает туфо-лавовая толща меняющейся мощности (в среднем 1100 м). Среди лавовых образований преобладают базальты среднего химического состава. В средней части трапповой толщи встречаются потоки пикритовых базальтов. Бурение показало, что излияния траппов на поверхность Восточно-Сибирской платформы сопровождались внедрением в различные горизонты ее осадочного чехла пластовых интрузий основного и ультраосновного состава. Мощность этих интрузивных тел до 500 м, а их горизонтальная протяженность превышает 10—15 км при ширине 0,5—1,0 км. Некоторые типы интрузивов заметно дифференцированы по вертикали. Так называемые Талнахские сульфидоносные интрузивы, распространенные на северо-западе Сибирской платформы, имеют сверху вниз следующий разрез: диориты и кварцевые диориты; базальтовые и оливинсодержащие габбро-долериты; пикритовые габбро-долериты и вновь оливиновые габбро-долериты. Особенно интенсивно и полно дифференцированы продуктивные на сульфидные медно-никелевые руды Верхнеталнахские интрузивы. Эти интрузивы неоднократно и подробно описывались В. В. Золотухиным, Д. А. Додиныным, А. П. Лихачевым, А. В. Тарасовым и И. А. Зотовым.

Указанные стратиформные интрузии в большинстве своем на дневной поверхности не обнажаются, но вскрыты скважинами. Поскольку они широко распространены в осадочном чехле платформы, есть основание предполагать такие же внедрившиеся интрузии и в более глубоких горизонтах коры платформ.

Изучение вещественного состава и условий образования Талнахских интрузивов И. А. Зотовым показало, что значительная часть (до 75 %) разреза этих (главным образом Верхнеталнахских) интрузивов сформировалась на месте вмещающих пород путем их магматического замещения. На переднем фронте этих интрузивов в результате замещения различных по литологическому

составу пород образовались магматические псевдобрекчии. Формирование метасоматитов магматической стадии происходило в результате привноса из расплавов во вмещающие породы различных компонентов посредством выходящих из магм флюидов, просачивающихся сквозь расплавы.

О значительных масштабах этого процесса свидетельствует образование путем магматического замещения горизонта такситовых габбро-долеритов мощностью до 40 м или тел магматических псевдобрекчий мощностью до 180 м. Такая масса флюидов не могла быть внесена расплавами. И. А. Зотов считает, что флюиды поступали в магматические массы из глубокозалегающих частей интрузивной системы. Источником просачивающихся через магму трансмагматических флюидов (термин Д. С. Коржинского) была скорее всего верхняя мантия. Мантийная природа флюидов подтверждается их высоковосстановительным характером.

Трансмагматические флюиды несли с собой большие объемы металлов, образовавших обильную ликвационную сульфидную вкрапленность. Некоторые горизонты пластовых интрузий оказались в результате этого обогащенными сульфидами железа, никеля, меди и других элементов.

Бурением вскрыта лишь верхняя часть комплекса метасоматических пластовых интрузивов, формирующихся в коре в процессе траппового магматизма. Богатые сульфидами тела Верхнеталнахских интрузивов имеют большую протяженность и прослеживаются, не оканчиваясь, на большие глубины. Сходен с описанными и Норильский интрузив, удаленный от Талнахского рудного узла на 30 км. Это показывает, что подобные рассмотренным выше сильно обогащенные сульфидами базальтоидные интрузивы не редкость и что процессы базификации и сульфидизации пород земной коры в процессе траппового магматизма, возможно, распространены широко.

Таким образом, устанавливается, что трапповый магматизм на платформах не ограничивается только формированием мощных поверхностных трапповых полей, но проявляется в образовании под этими полями (в пределах земной коры) путем магматического замещения пластовых интрузий основного и ультраосновного состава, отдельные горизонты которых обогащены сульфидами.

Поскольку океаническая кора почти повсеместно перекрыта плащом базальтов, которые по химическому составу близки наземным траппам платформ, есть все основания считать, что и в океанах под плащом базальтов имел место процесс основного метасоматоза, сопровождавшегося формированием в коре пластовых интрузивных тел, обогащенных сульфидами. Если этот процесс достигал достаточной интенсивности, то он должен был привести к двум следствиям: 1) общему утяжелению коры и верхов мантии, подвергшихся магматической и метасоматической переработке, и вследствие этого их погружению; 2) появлению в коре, а возможно и в верхних горизонтах мантии слоев и прослоев, ха-

рактирующихся аномально высокими значениями скорости распространения сейсмических волн. Второй пункт требует пояснения.

Метамагматическое замещение различных осадочных и метаморфических пород коры основными и ультраосновными магматическими породами сопровождается явлениями контактового метаморфизма, приводящего к образованию роговиков. Зона ороговивания, как свидетельствуют исследования на Талнахе, даже на глубинах 1—3 км достигают 300—500 м при мощности магматического тела порядка 100 м. Состав роговиков зависит от литологии вмещающих пород. Так, например, карбонатно-глинистые осадки превращаются в пироксеновые и гранат-пироксеновые роговики, а карбонатные осадки мраморизируются. Роговики и мраморы характеризуются структурами тесного взаимного прорастания минералов и относятся к числу наиболее высокоскоростных. При нормальных давлениях скорость продольных волн достигает в них 7,0 км/с, а при давлении  $2-5 \cdot 10^8$  Па, что отвечает глубинам 6—18 км, ультраосновные породы и некоторые виды роговиков (например, гранат-пироксеновые) будут обладать скоростью продольных волн, превышающую 8,0 км/с. Как было показано выше, такие высокоскоростные слои установлены сейсмическими исследованиями в коре и мантии океанов. Поэтому мы полагаем, что одним из возможных глубинных механизмов океанизации континентальной коры может быть процесс площадного магматизма, проявляющийся на поверхности планеты в форме трапповых излияний, сопровождающийся на глубине формированием путем магматического замещения тел основного и ультраосновного состава.

Изложенный механизм океанизации является развитием более общих представлений, высказанных ранее Р. В. Беммеленом и В. В. Тихомировым. Согласно точке зрения Р. В. Беммелена процесс океанизации выражается в базификации пород континентальной коры и вызывается потоком ионов Fe, Mg, Ca, которые перемещаются вверх в составе поднимающегося мигматитового фронта. Эти взгляды были развиты В. В. Тихомировым, который объяснял океанизацию континентальной коры процессами метасоматоза — ферро-магнезиальными сквозьмагматическими (по Д. С. Коржинскому) растворами, поступающими из мантии и вызывающими магматическое замещение.

В настоящей работе показано, что в континентальной коре, даже в ее близповерхностной части, действительно имеют место предполагавшиеся ранее процессы базификации. В условиях резкого восстановительной обстановки идет вынос в вышележащую покрывку над магматическим очагом сульфидов тяжелых металлов, щелочей и отчасти магния. Полевые наблюдения показывают, что такой процесс базификации осуществляется в виде отдельных «фронтов», в результате чего образуются базальтоидные интрузивы, относительно обогащенные сульфидами. Но подобным путем могут образоваться и ультраосновные интрузивы, как, например, Моко-Довыренский.

Очевидно, подобное проявление «фронтов» базификации и сульфуризации могло иметь место и под теми структурами, которые впоследствии опустились на океаническое дно. Повышенная электропроводимость верхов мантии океанов, по сравнению с мантией континентов, также свидетельствует в пользу рассматриваемой гипотезы, поскольку зоны, обогащенные сульфидами, должны иметь меньшее электрическое сопротивление.

Как уже отмечалось выше, мысль о том, что океанизация континентальной коры происходит в результате ее базификации, возникла и раньше. Однако против этой гипотезы обычно выдвигалось возражение: если из мантии в континентальную кору, сложенную преимущественно сиалическим материалом, поступают значительные объемы ионов магния и железа, то куда уходит избыток Si, Na, K, имевшихся в прежней сиалической коре? Приведенные ниже расчеты, сделанные И. А. Зотовым, показывают, что изложенный выше механизм метамагматического замещения происходит без значительного выноса литофильных элементов из сиалической коры.

Расчеты выполнены для конкретного случая: образования одного из тел (Хараелахской интрузивной ветви) описанных выше габброидных Верхнеталнахских интрузивов путем магматического замещения преимущественно аргиллито-песчаниковых осадков разведочинской свиты среднего девона. В отдельных участках магматическому замещению подвергались и доломитовые мергели, а также доломиты. Среди замещаемых осадков встречались ангидритовые породы и известняки. Процессы магматического замещения всех перечисленных типов пород детально исследовались И. А. Зотовым. Набор замещаемых пород и состав образующихся таким путем магм близки к тем, что встречаются в океанах.

Рассмотрим масштабы перемещения вещества в процессе магматического замещения перечисленных типов осадков базальтовыми расплавами. В табл. 20, 21, составленных И. А. Зотовым, приведены составы исходных осадочных пород и новообразованных магматических, заимствованных из опубликованных работ И. А. Наторхина, А. И. Архипова, Б. И. Батуева, Д. М. Туровцева, В. В. Юдина и Г. Е. Власова.

Имея в виду процесс магматического замещения, т. е. образования на месте габброидной породы среднего состава Хараелахской интрузии за счет других указанных пород, И. А. Зотов подсчитал количество окислов, которые нужно привнести в осадочные породы, состав которых приведен в табл. 20, 21 (графы 1—4), или вынести из них при магматическом замещении (табл. 22).

Анализ данных табл. 22 показывает, что знак перемещения вещества и его количество в процессах магматического замещения меняется в зависимости от состава замещаемого субстрата. Это указывает на то, что при магматическом замещении из субстрата заимствуется максимум компонентов, необходимых для образования расплавов.

## Обобщенный химический состав пород

| Главные окислы                         | Процентное содержание           |                         |             |                            | Средний состав Хараелахской интрузии (5) |
|--|---------------------------------|-------------------------|-------------|----------------------------|--|
|  | Аргиллитопесчаниковая смесь (1) | Доломитовые мергели (2) | Доломит (3) | Доломитовые известняки (4) |  |
| SiO <sub>2</sub>                       | 60,57                           | 30,66                   | 0,82        | 3,04                       | 43,96                                    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>         | 16,15                           | 8,98                    | 0,33        | 0,62                       | 13,46                                    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>         | 3,31                            | 2,52                    | 0,37        | 2,60                       | 4,02                                     |
| FeO                                    | 4,93                            | 2,08                    | 0,36        | 0,64                       | 8,36                                     |
| MgO                                    | 2,53                            | 12,18                   | 19,63       | 7,56                       | 10,07                                    |
| CaO                                    | 1,56                            | 16,01                   | 31,35       | 42,22                      | 9,81                                     |
| Na <sub>2</sub> O                      | 1,26                            | 0,79                    | 0,42        | Нет                        | 1,96                                     |
| K <sub>2</sub> O                       | 2,48                            | 2,04                    | 0,20        | 0,12                       | 1,12                                     |
| Средняя плотность, в г/см <sup>3</sup> | 2,65                            | 2,4                     | 2,35        | 2,7                        | 2,9                                      |

Если магматическое замещение ограничивается породами одного литологического состава, то масштабы перемещения вещества при образовании базальтовых расплавов оказываются значительными. Например, при замещении базальтовой магмой 1 м<sup>3</sup> аргиллит-алевролит-песчаниковой породы из нее должно быть примерно вынесено (см. табл. 22) окислов (в кг): SiO<sub>2</sub> 330, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 38, K<sub>2</sub>O 33. При замещении магмой доломитов и известняков из них должно быть вынесено около 800 кг окислов Mg и Ca (не считая CO<sub>2</sub>). Магматическое замещение доломитовых мергелей сопровождается незначительным выносом из них вещества (в кг/м<sup>3</sup>): MgO 0,29;

Таблица 21

Содержания окислов в 1 см<sup>3</sup> породы в г, пересчитанные на основе данных табл. 20

| Главные окислы                 | Процентное содержание           |                         |             |                            | Средний состав Хараелахской интрузии (5) |
|--------------------------------|---------------------------------|-------------------------|-------------|----------------------------|--|
|                                | Аргиллитопесчаниковая смесь (1) | Доломитовые мергели (2) | Доломит (3) | Доломитовые известняки (4) |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 1,605                           | 0,735                   | 0,023       | 0,082                      | 1,274                                    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,428                           | 0,215                   | 0,009       | 0,016                      | 0,390                                    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,087                           | 0,060                   | 0,010       | 0,070                      | 0,116                                    |
| FeO                            | 0,130                           | 0,049                   | 0,010       | 0,017                      | 0,242                                    |
| MgO                            | 0,067                           | 0,292                   | 0,541       | 0,204                      | 0,292                                    |
| CaO                            | 0,041                           | 0,384                   | 0,893       | 1,139                      | 0,284                                    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,033                           | 0,018                   | 0,011       | Нет                        | 0,056                                    |
| K <sub>2</sub> O               | 0,065                           | 0,048                   | 0,005       | 0,003                      | 0,032                                    |

## Привнос—вынос окислов при магматическом замещении

| Главные окислы                 | Привнос — вынос, кг/м <sup>3</sup> |            |            |           |
|--------------------------------|------------------------------------|------------|------------|-----------|
|                                | (1) — (5)*                         | (2) — (5)* | (3) — (5)* | (4) — (5) |
| SiO <sub>2</sub>               | —330,26                            | +539,0     | +1251,47   | +1192,76  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | —37,76                             | +174,8     | +380,93    | +373,60   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | +79,52                             | +56,10     | +106,03    | +46,38    |
| FeO                            | +111,66                            | +192,52    | +232,18    | +225,16   |
| MgO                            | +224,98                            | —0,29      | —249,47    | +87,91    |
| CaO                            | +243,28                            | —99,75     | —608,98    | —855,45   |
| Na <sub>2</sub> O              | +23,31                             | —37,78     | +44,87     | +56,84    |
| K <sub>2</sub> O               | —33,37                             | —16,48     | +26,78     | +29,24    |

Минус означает вынос, а плюс привнос вещества в осадочную породу (колонки 1—4, табл. 20, 21) при образовании на ее месте магматической породы (колонка 5, табл. 20, 21).

Для получения массы в т на 1 км<sup>3</sup> вычисленные цифры следует умножить на 10<sup>6</sup>.

\* Номера колонок в табл. 20, 21.

CaO 100; K<sub>2</sub>O 16,48. Привнос вещества в процессе магматического замещения равен выносу или несколько его превосходит.

Количества окислов, выносимых из зоны магматического замещения в окружающие толщи, лишь на первый взгляд кажутся значительными. Это имеет место в случае с породами устойчивого состава, к которым принадлежат карбонатные породы, кварциты. Такие «рафинированные» осадочные породы встречаются в небольших объемах, обычно же они перемежаются с пачками терригенных пород. Поэтому и баланс вещества при магматическом замещении должен рассчитываться для толщ смешанного состава. Из табл. 22 хорошо видно, что если магматическому замещению подвергается смесь терригенных и карбонатных пород, то вынос вещества из замещаемых пород резко уменьшается (табл. 23). Для смесей, приведенных в табл. 23, вынос вещества из замещаемого субстрата лишь в одном случае превышает 160 кг на 1 м<sup>3</sup> породы. Привнос из магмы или мантии вещества, необходимого для образования расплавов путем магматического замещения, бывает значительным и варьирует примерно от 400 до 1500 кг. Это количество составляет от 14 до 53 % общей массы замещаемой породы. Самым же интересным в процессе представляется устойчивый привнос железа (см. табл. 22), тогда как другие окислы могут как привноситься, так и выноситься. Это указывает на возможность общей сбалансированности привноса—выноса окислов при магматическом замещении толщ смешанного литологического состава.

Приведенные количественные расчеты относились к окислам. Кислород не испытывает перемещений, оставаясь как бы на месте. Это предположение тем более справедливо для процессов магматического замещения, которое вызывается магматическими флюидами. Об их составе трудно сказать что-либо определенное, а тем

Баланс вещества при магматическом замещении толщ, сложенных перемежающимися породами разного литологического состава (в кг/м<sup>3</sup>). По И. А. Зотову

| Главные окислы                 | Состав замещаемого субстрата   |  |  |   |
|--------------------------------|--|--|--|---|
|                                | Два объема терригенных пород (1)* и один объем доломитовых мергелей (2)* | Два объема доломитовых мергелей (2)* и один объем доломитов (3)* | Два объема терригенных пород (1)* и один объем доломитов | Равнообъемная смесь терригенных пород, доломитовых мергелей и доломитов |
| SiO <sub>2</sub>               | -40,51   | +776,49  | +196,98  | +486,73   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | +33,09   | +243,52  | +101,79  | +173,66   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | +34,31   | +72,74   | +88,36   | +80,55  |
| FeO                            | +138,61  | +205,74  | +151,83  | +178,78   |
| MgO                            | +149,89  | -80,35   | +66,83   | -8,25   |
| CaO                            | +128,93  | -269,49  | -40,80   | -155,15   |
| Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | +28,17   | +40,21   | +165,11  | +102,66   |
| K <sub>2</sub> O               | -27,74   | -2,06  | -13,32   | -7,69   |

\* Номера колонок в табл. 20, 21.

более о форме переноса металлов. Поэтому целесообразно дать баланс элементов в виде металлов. В таком случае табл. 22 и 23 приобретут вид табл. 24.

Итак, мы приходим к выводу, что один из возможных механизмов океанизации континентальной коры проявляется в ее базификации. Последняя, насколько можно судить по немногочисленным еще сейсмическим данным и результатам бурения в трапповой провинции, выражается в магматическом замещении осадочных и метаморфических пород коры. Названный процесс начинается с образования относительно тонких высокоскоростных горизонтов, что обнаружено под траппами Сибирской платформы. В случае более сильного проявления этого процесса толщина базифицированных горизонтов возрастает. Возрастают также и значения скорости, что свидетельствует об увеличении основности пород. Как показали расчеты, при базификации не происходит сколько-нибудь значительного выноса «лишних» элементов. В конечном счете в бывшей континентальной коре формируются мощные слои, в пределах которых граничная скорость достигает 7,0—8,5 км/с. Кровля этих слоев иногда и принималась за границу М в океанах. В действительности же в некоторых случаях граница М может быть расположена много ниже, т. е. на тех же глубинах, что и под континентами.

Все три рассмотренных выше механизма океанизации основываются прежде всего на принципе изостазии — соблюдения равновесия «плавающей» подобно айсбергам легкой коры на более плотной мантии Земли. Оценка изостатического состояния земной коры, вычисленная по сейсмическим профилям, показала, что в

Баланс вещества при магматическом замещении субстрата разного состава базальтоидной магмой (в кг/м<sup>3</sup>). По И. А. Зотову

| Металлы         | Состав замещаемого субстрата        |                  |          |           |   |  |   |  |
|-----------------|-------------------------------------|------------------|----------|-----------|---|--|---|--|
|                 | Терригенная порода среднего состава | Доломит, мергель | Доломит  | Известняк | Два объема терригенной породы и один объем доломитовых мергелей | Два объема доломитовых мергелей и один объем доломитов | Два объема терригенных пород и один объем доломитов | Равнообъемная смесь терригенных пород мергелей и доломитов |
| Si              | -154,358                            | +251,916         | +584,908 | +557,468  | -18,933   | +362,913   | +92,063   | +227,488   |
| Al              | -9,994                              | +46,260          | +100,803 | +98,862   | +8,757  | +64,441  | +26,938   | +45,69   |
| Fe <sub>2</sub> | +27,809                             | +19,618          | +37,080  | +16,219   | +12,000   | +25,438  | +30,900   | +30,553  |
| Fe              | +83,792                             | +149,642         | +180,469 | +175,012  | +107,742  | +159,918   | +118,834  | +138,968   |
| Mg              | +135,672                            | -0,174           | -150,437 | +53,012   | +90,389   | -50,262  | +40,302   | -4,979   |
| Ca              | +173,871                            | -71,290          | -435,237 | -611,384  | +92,151   | -192,606   | -29,164   | -110,885   |
| Na              | +19,118                             | +31,057          | +36,788  | +46,602   | +23,097   | +32,967  | +135,373  | +84,170  |
| K               | -30,768                             | -15,194          | +24,690  | +26,958   | -25,576   | -1,899   | -12,281   | -7,090   |

подавляющем большинстве случаев изостазия осуществляется на уровне границы М. Это означает, что значительные опускания континентальной коры возможны в двух случаях: а) в результате поступления из области, расположенной ниже изостатической компенсации, дополнительного объема вещества; это приводит к утяжелению коры (а возможно и верхов мантии) и их опусканию; б) в результате перемещения границы М вверх по разрезу литосферы, что сопровождается утонением коры и, вследствие этого, погружением всего блока кора—мантия.

Третий механизм океанизации приводит к утяжелению коры, возникающему за счет замещения более тяжелым основным и ультраосновным материалом более легких осадочных и иных пород континентальной земной коры. Первый и второй механизмы океанизации вызывают смещение границы М вверх по разрезу, т. е. приводят к утонению коры, а вследствие этого к ее опусканию.

Итак, возможны по меньшей мере три механизма океанизации континентальной земной коры. Первый и второй механизмы океанизации на границе кора—мантия или в самых верхах мантии обширной по площади зоны частично расплавленных пород. Основная магма, поднимаясь с глубин к подошве коры, воздействовала на последнюю, что выразилось: 1) в прогреве ближайших к зоне расплава горизонтов коры; 2) миграции в кору химических элементов, утяжеляющих кору; 3) прямое проникновение в кору и наземную поверхность магматического расплава из зоны промежуточных очагов; 4) миграции из нижних горизонтов коры наверх воды, хлора, кремнезема, щелочей.

В зависимости от вещественного (минерального) состава континентальной коры и интенсивности воздействия на кору расположенного глубже магматического очага проявляются в той или иной степени рассмотренные выше механизмы океанизации.

Оценим относительную роль и возможное значение каждого из этих механизмов. Механизм океанизации, основывающийся на представлении о десерпентинизации средней и нижней частей земной коры платформ, безусловно, выдвигается как наиболее отвечающий поставленной задаче. Преимущество его в том, что решаются две наиболее «каверзные» для океанизации проблемы — проблема воды океанов и проблема соответствия баланса вещества до и после океанизации. Лишь с позиций этого механизма мы можем объяснить установленные глубоководным бурением гигантские по площади опускания Индийского, Атлантического и Тихого океанов на 3—6 км. Слабой стороной этого механизма океанизации является то, что еще нет прямых доказательств серпентинитовой природы нижних двух третей земной коры платформ, хотя косвенные подтверждения с годами накапливаются.

Вторым (по его возможному значению) должен быть назван механизм замещения основными и ультраосновными магматическими породами различных осадочных, метаморфических и кислых магматических пород континентальной коры. Этот процесс может осуществляться на самых разных глубинах, вплоть до при-

поверхностных. Способен ли этот механизм океанизации преобразовать континентальную кору в глубоководный океан — сказать трудно. Вероятно, в этом крайнем случае процесс замещения ультраосновным материалом должен произойти во всем объеме коры. Больше оснований предполагать лишь частичное замещение (по отдельным слоям), что в сумме с дополнительным весом базальтовых лав, излившихся на поверхность, вызовет погружение коры на глубину 1—2 км.

Механизм избирательного всплывания кислых дериватов из метаморфических пород континентальной коры скорее всего приводит лишь к частичной океанизации с образованием бассейнов средней и малой глубины, поскольку мощность коры сократится незначительно. Возможно, что таким путем образовались впадины Охотского и Японского морей.

Нужно думать, что в большинстве случаев имеет место одновременное (или последовательное) действие нескольких из названных выше механизмов океанизации, а их суммарный эффект создает все те различия в глубинах океанов и в структурах, обнаруженных на океаническом дне.

Сказанное выше определяет природу границы М под океанами. Под дном океанов эта граница расположена на разных глубинах и в подавляющем большинстве случаев на меньших, чем под континентами. Так же, как и на континентах, граница эта под океанами может иметь разную геологическую природу. Поскольку господствующим механизмом образования океанов мы считаем процесс десерпентинизации гипербазитов, граница М под океанами может быть рубежом обводненных гипербазитов вверху и десерпентинизированных внизу. Многократно установленный факт резкого утонения коры под глубоководными участками океанов указывает на то, что там десерпентинизация низов коры завершилась полностью и граница М поднялась вплоть до верхнего (осадочно-метаморфического) слоя былой континентальной коры платформы. В этом случае граница М разделяет высокометаморфизованные архейские породы вверху и десерпентинизированные гипербазиты внизу. Если процесс океанизации происходил в результате второго механизма — дегранитизации низов коры, граница М разделяет метаморфические породы, которые ниже нее полностью дегранитизированы.

Рассмотренные выше варианты геологической природы границы М под океанами имеют то общее, что они формировались в результате подъема границы М, т. е. процессы шли по второму типу развития. Однако граница М под океаном может формироваться и по первому типу развития, когда к коре приложены какие-либо внешние по отношению к ней силы. Такими силами является утяжеление коры вследствие привноса в нее основного и ультраосновного материала и ее погружения. Формирующиеся в коре в результате рассмотренных выше явлений слои с аномально высокими скоростями (до 8 км/с и выше) могут восприниматься глубинным сейсмическим зондированием как граница М. В результате гра-

ница М будет зафиксирована много выше, чем подошва коры.

Итак, мы приходим к выводу о том, что граница М формируется под океанами в основном в результате ее подъема вверх, т. е. по второму типу. Однако появляются факты в пользу того, что за границу М могут быть приняты и высокоскоростные слои внутри коры, формирующиеся в результате магматического замещения.

### **Происхождение глубоководных впадин Охотского и Японского морей как пример смещения границы М**

Своеобразные по строению земной коры и геологическому развитию крупные отрицательные структуры, расположенные между Евразийским континентом и Тихим океаном, привлекают в последние два десятилетия внимание исследователей по той причине, что на их примере удобно расшифровать происхождение океанических впадин. Если для акваторий океанов нет данных ранее второй половины мезозоя, то на обрамлении Охотского и Японского морей обнажены отложения палеозоя и мезозоя, позволяющие восстановить геологическую историю этих морей. Ценную информацию дает также драгирование дна этих морей и глубоководное бурение.

Повышенный интерес к этим отрицательным структурам объясняется тем, что их развитие еще продолжается. Это выражается в аномалиях гравитационного, теплового, сейсмического и других физических полей, а также в интенсивной магматической деятельности. Поэтому на примере этих впадин удобно изучать процесс их образования, который в пределах океанов в значительной мере уже закончился. Добавим, что по геофизической изученности Охотское и Японское моря стоят на первом месте среди акваторий.

Обратимся к геологическому строению Охотского моря. Его подводный рельеф изучался еще в 50-е годы, когда была построена детальная батиметрическая карта и на основе ее проведено геоморфологическое районирование. Руководители этих работ П. Л. Безруков и Г. Б. Удинцев пришли к выводу, что на морском дне расположены морфоструктуры, образование которых произошло в континентальных условиях, т. е. тогда, когда моря там еще не было. В пределах относительных поднятий обнаружены выровненные участки, напоминающие эрозионно-денудационные поверхности выравнивания на континентах. Эти подводные плато оказались расчлененными долинами, расположенными сейчас на глубине 1000—1500 м и более, речное происхождение которых не вызывало сомнений. Так было установлено первое крупное совсем недавнее опускание морского дна. Позже со дна этих подводных возвышенностей были подняты хорошо окатанные гальки, принесенные реками. Путем драгирования с кораблей, осуществленного в разные годы на этих возвышенностях, собрана обширная коллекция коренных пород — осадочных, метаморфических и магматических.

Проведенные в последние годы непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) и сейсморазведка методом отраженных волн (МОВ) позволили оценить мощность осадочного слоя на морском дне и получить представления о развитых там геологических структурах. Оказалось, что в процессе формирования Охотоморской впадины фундамент ее дна претерпел сложные преобразования — отдельные его участки опустились меньше, другие — намного больше. Например, под дном глубоководной Южноохотской впадины обнаружено до 4 км осадочного слоя. Таким образом, общее ее опускание с учетом слоя воды оценивается в 6—7 км. На дне Охотского моря обнаружены и другие глубокие прогибы, которые сейчас почти целиком заполнены осадками и в рельефе дна выражены слабо. Таковы Присахалинский прогиб, протягивающийся вдоль восточного берега острова, Северный прогиб, дугообразно повторяющий очертание северного берега Охотского моря, и некоторые другие. Участки дна, где осадочный слой отсутствует, представляют собой отдельные небольшие выступы среди пространства с малыми мощностями осадков. По морфологии они часто напоминают горсты, рассеченные разломами. Последние имеют вид узких щелевидных прогибов, заполненных осадками. Все это свидетельствует, что опускание Охотоморской впадины не было равномерным, а происходило путем обрушения (дробления) ранее единой структурной поверхности. Возникшие на дне моря прогибы и поднятия вписываются в общий рисунок складчатых структур обрамления, что свидетельствует об унаследованности новообразованных структур от более древних.

В Охотском море глубоководное бурение еще не проводилось, поэтому о возрасте осадочного слоя на его дне приходится судить, опираясь на геологические данные по окружающим его островам, а также по скорости осадконакопления. Анализ фациального состава миоценовых отложений на островах Большой Курильской гряды привел Ю. Л. Неверова, В. Б. Сергеева и К. Ф. Сергеева к выводу о том, что в раннемиоценовую эпоху на эту гряду поступал обломочный материал со стороны Охотского моря. Эти данные, пишет К. Ф. Сергеев, трудно интерпретировать иначе, как свидетельство существования в раннем, а частично и среднем, миоцене участков суши к северо-западу от островов Большой Курильской гряды, т. е. в пределах Южноохотской глубоководной впадины. Принесенный материал — это граниты и гранитогнейсы, неизвестные в Курильской гряде в коренном залегании. Аналогичные породы с возрастом 140—160 млн. лет были подняты в ряде мест со склонов Охотоморской впадины с глубины 1000 м.

Е. Н. Кичина и В. Ф. Остапенко исследовали подводные вулканы Вавилова и Обручева, расположенные непосредственно на дне Южноохотской котловины в районе о. Броутона. Фундаментом этих вулканов являются граниты с возрастом 144 млн. лет. В гранитах имеются биотит и обильный калиевый шпат, что резко отличает их от пород Курильской гряды. Подобные же граниты обнаружены на возвышенности Академии Наук СССР и на подвод-

ном продолжении п-ова Терпения. Вулканы сложены разнообразными эффузивными породами — от основных до кислых (риолитов). На склонах и вершинах этих вулканов в изобилии присутствует галька, идентичная коренным лавам. Авторы пришли к выводу, что подводные вулканы Вавилова и Обручева образовались на суше, а затем были погружены на дно моря.

Обнаружение на северном побережье Охотского моря (в устье р. Охота) морских осадков верхнего миоцена свидетельствует, что образование отдельных прогибов на дне Охотского моря началось в конце миоцена. Многие участки Охотоморской впадины включились в прогибание позже — в середине или конце плиоцена и в плейстоцене.

Время образования Южноохотской глубоководной впадины можно вычислить, основываясь на скорости осадконакопления. Поскольку скорость современного осадкообразования в этой впадине равна 25 см за тысячелетие, то накопление 3—4 км осадков, с учетом их уплотнения, должно занять время, равное 10—15 млн. лет. Молодой возраст осадков Южноохотской впадины подтверждается сейсмическими исследованиями методом отраженных волн. Осадочная толща этой впадины прослеживается на сейсмических профилях в пределы о. Сахалин, а по материалам бурения на Сахалине выявлено, что вся толща осадков дна Охотоморской впадины имеет плиоцен-четвертичный возраст.

Б. А. Петрушевский, К. Ф. Сергеев и другие исследователи обращали внимание на то, что молодые, в том числе позднекайнозойские, структуры островов Сахалин и Хоккайдо прослеживаются по дну Южноохотской впадины до ее середины, что невозможно представить, если считать эту впадину древнее структур.

Япономорская впадина по морфологии и геологической истории напоминает Охотоморскую. В ее пределах выделяются: наиболее обширная Центральная котловина, поднятие Ямато (разделенное грабеном на Северный и Южный хребты), котловины Хонсю и Цусимская, а также ряд возвышенностей. В Центральной котловине глубина океана достигает 3—3,6 км. В ней пробурено три скважины. Наиболее интересна скважина к северо-востоку от подводной возвышенности Ямато. Она прошла 530 м, вскрыв отложения плейстоцена, плиоцена и миоцена. Скорость осадконакопления в Японском море, по данным бурения, 1,5—2,6 см за 1000 лет. Если принять такую скорость постоянной, то нижние горизонты осадочной толщи в 3—4 км отлагались в начале кайнозоя. Многие исследователи считают, что в Япономорской и других аналогичных впадинах в начале их образования, когда размеры впадин были меньше, а источники обломочного материала ближе, скорость осадконакопления была более высокой. Это позволяет считать, что осадочная толща в котловине Япономорской впадины имеет в основном миоцен-четвертичный возраст, хотя не исключено, что ее нижние горизонты начали отлагаться в палеогене. Пробуренная в котловине Хонсю скважина глубиной 532 м вскрыла отложения плейстоцена, плиоцена и верхнего миоцена. Средняя

скорость осадконакопления составляет 5 см за 1000 лет. Приняв эту скорость постоянной для времени накопления осадочной толщи, получается, что возраст ее низов не выходит за пределы миоцена.

Драгирование, проведенное на возвышенности Ямато, позволило собрать обширную коллекцию магматических, метаморфических и осадочных пород. Обнаружен приблизительно тот же набор пород, который распространен в пределах хребта Сихотэ-Алинь, в том числе граниты с возрастом 180—220 млн. лет. Японские исследователи обращают внимание на то, что породы Ямато имеют сходство с породами зоны Хида на о. Хонсю. В пределах возвышенности Оки драгированием поднят разнообразный комплекс коренных пород, включая кварциты, слюдяные сланцы, граниты, жильный кварц, андезиты, базальты и туфы. На Прикорейской возвышенности обнаружены метаморфические гнейсы, гранито-гнейсы и кристаллические сланцы, аналогичные входящим в кристаллический фундамент Корейского полуострова.

Все перечисленные факты неоспоримо свидетельствуют о том, что Япономорская впадина (как и Охотоморская) возникла недавно. Начало образования отдельных ее прогибов произошло в миоцене и в первую половину плиоцена, а формирование впадины в ее современном виде завершилось лишь в четвертичном периоде. Отсюда важный вывод, основанный на результатах драгирования, — до своего опускания впадины входили в состав Тихоокеанского складчатого пояса и в их пределах имел место магматизм, который по времени проявления и химизму не отличался от свойственного мезозоидам Северо-Востока, Приморья или Японских островов.

Глубинное строение северо-западного ограничения Тихого океана исследовано сейчас детальнее, чем какого-либо иного района Мирового океана, поэтому на примере данного региона переходной зоны от континента к океану целесообразно рассмотреть механизм образования глубоководных впадин. Толщина коры в рассматриваемой зоне варьирует от 6 км в пределах вала Зенкевича до 50 км на о. Хонсю. Наблюдается четкая связь между типом геологических структур и мощностью коры. Повышенными мощностями коры отличаются два типа структур (не считая континента) — острова и полуострова, с одной стороны, и обращенный к океану восточный склон Курильской островной гряды, с другой. И в том, и в другом случае земная кора достигает 28 км и более. Наименьшие мощности земной коры (6—8 км) свойственны Тихому океану, включая обращенный к нему восточный склон Курило-Камчатского желоба. В пределах глубоководных котловин Охотского и Японского морей мощность коры сокращается, утоняясь до 10 км в Южноохотской впадине и до 8 км в Центральной котловине Японского моря.

Между этими крайними значениями встречаются все промежуточные, причем намечаются две особенности: 1) мощность коры коррелируется с глубинами дна или точнее с глубинами фун-

дамента (в погруженных участках мощность коры сокращается, под поднятиями морского дна она больше); 2) изолинии мощности коры повторяют рисунок геологических структур, следуя очертаниям островов, их подводных продолжений, контурам кайнозойских впадин и т. д. В пределах Курильской островной дуги линии равных мощностей коры сближены — контрастность рельефа границы М максимальная. Все изложенное свидетельствует, что формирование глубоководных впадин сопровождалось значительными изменениями в структуре коры — под впадинами кора утонялась.

Обратим внимание на то, что такое утонение коры невозможно объяснить растяжением вследствие раздвигания отдельных ее блоков. Все зоны уменьшенной мощности коры имеют округлые очертания, заканчиваются слепо, ориентированы в разных направлениях, а главное — окружены зонами с мощной корой. Нельзя представить себе направление горизонтально действующих сил, которые вызвали бы значительное растяжение коры под впадинами, не нарушив сетку структур с мощной корой. Укажем, что зона с сокращенной корой в Южноохотской впадине отделена от аналогичных по строению коры впадин Японского моря поперечной зоной Хоккайдо — Сахалин с мощной корой. Если бы образование Япономорской впадины, как считают И. И. Берсенев, Л. П. Зоненшайн и др., произошло вследствие растяжения коры (а оно, чтобы уменьшить толщину коры в три раза, должно быть огромным), то спрашивается, как кора могла растянуться под впадинами таким образом, что это совершенно не коснулось о. Хоккайдо, расположенного между ними?

Отметим такую важную особенность Охотского и Японского морей, как пониженные (7,9—8,0 км/с) скорости на границе М. Еще более низкие значения скорости на границе М под Камчаткой, Курильской грядой и Японскими островами (7,7—7,9 км/с). Под Курильским желобом скорости выше (8,1—8,2 км/с). Наиболее высокие скорости под Тихоокеанской платформой (8,2—8,5 км/с).

Рассматриваемая зона характеризуется крупными нарушениями изостазии. Установлено, что значительным пространствам в пределах Охотоморской и Япономорской впадин свойственны положительные изостатические аномалии, причем максимумы этих аномалий отвечают глубоководным участкам впадин. Повышенными значениями отличается и окраинная часть Тихого океана. Наоборот, Курило-Камчатский глубоководный желоб, точнее его западный склон, обладает редким дефицитом массы — изостатические аномалии отрицательные. Острова и Курильская гряда характеризуются повышенными значениями силы тяжести в изостатической редукции.

Рассматриваемые моря обладают необычайно высокими значениями теплового потока. Наблюдается весьма четкая корреляция между интенсивностью погружения дна Охотского и Японского морей и величиной теплового потока. Так, подводная возвышен-

ность Ямато характеризуется относительно низкими величинами, тогда как в котловинах Японского моря тепловой поток максимальный.

В верхней мантии под Охотоморской впадиной обнаружена аномалия поглощения продольных волн. Есть указание на то, что мантия под этими впадинами обладает повышенной электропроводимостью.

Итак, геологические данные свидетельствуют о недавно начавшемся (в конце миоцена) и активно продолжающемся до современной эпохи процессе погружения Охотоморской и Японской впадин. Процесс этот сопровождается образованием разломов, по которым неравномерно опущены отдельные блоки коры. Есть все основания считать, что опускание Охотоморского и Япономорского срединных массивов сопровождалось утонением коры снизу и, как следствие этого, — изостатическим опусканием океанизирующих блоков. Решающим условием, стимулирующим процесс утонения коры, т. е. подъем границы М вверх по разрезу литосферы, является высокая температура в верхах мантии. По расчетам О. В. Веселова, под Южноохотской глубоководной впадиной на границе М, расположенной на глубине 15 км, температура достигает 500—600 °С. Обратим внимание на то, что под Южноохотской впадиной и ее южным склоном изотермы следуют параллельно границе М, погружаясь под о. Сахалин. Аналогичная картина — согласный рисунок изотерм и рельефа границы М — установлена для Камчатки.

Выше рассмотрены условия подъема границы М в результате селективного плавления пород «базальтового» слоя. Не вызывает сомнений, что «базальтовый» слой хотя бы частично сложен высокометаморфизованными породами. Высокий метаморфизм пород сопровождался перераспределением их вещественного состава, в результате которого возникла четко выраженная полосчатость — чередование прослоев, обогащенных темноцветными минералами, и прослоев, почти целиком состоящих из кварца.

Если такой резко дифференцированный комплекс пород попадет в условия высоких температур, то начнется избирательное плавление лейкократовой составляющей. Этот ультракислый материал будет удален и выведен на поверхность. В результате от «базальтового» слоя останется лишь меланократовая часть метаморфического комплекса, которая по химическому составу и физическим свойствам будет почти неотличима от пород мантии Земли. Граница М сместится вверх по разрезу. Сейсмическое зондирование покажет нам утоненную земную кору.

Температура в 500—600 °С, существующая сейчас на границе М под Южноохотской впадиной, вполне достаточна для течения такого процесса. По данным Г. Винклера, минеральная ассоциация мусковита, кислого плагиоклаза и кварца устойчива при давлении 100 МПа при температуре не выше 600°. Метасоматический процесс выноса лейкократовой части начинается при более

низкой температуре (порядка  $400^{\circ}$ ) и с достижением  $550-600^{\circ}$  почти полностью завершается. На дне Охотского и Японского морей и на их обрамлении известны многочисленные проявления кислого вулканизма, синхронного по времени опускания дна этих морей. Многочисленные проявления миоцен-плиоцен-четвертичного андезитового вулканизма, сменяющегося лавами дацитового состава, известны на о. Сахалин. Кислый вулканизм, пространственно независимый от андезитового, распространен на Камчатке.

М. А. Репечка изучал распределение пеплов в донных отложениях Японского моря и Северо-Западной части Тихого океана. Обнаружено, что как в Японском море, так и в прилегающей части Тихого океана в верхнем слое донных осадков встречаются от одного до четырех и более прослоев пепла преимущественно кислого состава (риолиты, дациты). В Японском море кислые вулканические стекла характеризуются повышенной щелочностью. Возникли эти пепловые прослои вследствие подводных вулканических извержений.

Происходящий сейчас под Охотоморской и Япономорской впадинами процесс селективного плавления — это уже вторая стадия глубинных преобразований в коре впадин. Первая стадия, по нашим представлениям, уже закончилась. Она протекала в начале их разогрева при более низких температурах ( $350-450^{\circ}$ ) и проявилась в обезвоживании серпентинизированных гипербазитов, слагающих низы «базальтового» слоя под этими структурами. Вода из серпентинизированных гипербазитов была «перекачана», вследствие чего граница М существенно поднялась по разрезу, кора оказалась утоненной. Продолжающийся разогрев вызвал затем селективное плавление.

Пониженные скорости под границей М, установленные под Южноохотской и Япономорской впадинами, объяснимы с позиций предлагаемой гипотезы: фракционное плавление вряд ли могло настолько полно удалить кремнекислоту и щелочи, чтобы породы «базальтового» слоя приобрели химический состав, идентичный «первородной» мантии. Вероятнее, что некоторый избыток кремнезема (по сравнению с веществом мантии) там сохранился, это и отразилось на понижении скорости сейсмических волн ниже границы М под опускающимися срединными массивами. Еще одна возможная причина снижения скорости на границе М — высокая температура. Не исключено, что вследствие высокой температуры сильно понижены скорости на границе М под Центральной и Восточной Камчаткой, Курильскими островами и Японией.

Впадины Охотского и Японского морей являются наиболее яркими примерами развития земной коры по II типу. Здесь как бы в миниатюре совершается тот процесс, который ранее имел место в пределах океанических пространств. На примере этих активно развивающихся структур можно наглядно видеть, какие геологические и геофизические аномалии свойственны тем участкам земной коры, где идет процесс активного подъема границы М.

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ВЫТЕКАЮЩИЕ ИЗ АНАЛИЗА ПРИРОДЫ ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА

Проведенное исследование показало, что процессы, происходящие в зоне границы М, взаимосвязаны с геологическими явлениями, фиксируемыми на земной поверхности. Это обстоятельство вынуждает нас в заключительной главе расширить рамки обсуждаемых в книге вопросов и обратиться к анализу некоторых общих проблем геологии. Разумеется, мы можем сделать это здесь лишь в очень краткой форме. Мы коснемся таких проблем, как механизм формирования земной коры, роль границы М в образовании основных структур земной коры, влияние процессов на границе М на магматические явления. Отметим, что все эти проблемы тесно взаимосвязаны и разделены они лишь для удобства изложения.

### Геологическая природа границы М

Прежде чем обратиться к каждой из названных проблем, необходимо сформулировать наше общее представление о границе М и о происходящих на ней процессах. О ней можно сказать следующее: 1) это единственная повсеместно прослеживаемая сейсмическая граница во внешней зоне земного шара; 2) это граница, ниже которой земное вещество значительно более однородно по своим физическим свойствам, чем выше нее; 3) это граница, на которой осуществляется Архимедово равновесие земной коры.

Все три черты, характеризующие границу М, являются следствием трех факторов: давления, температуры, накапливающихся во внешней зоне Земли продуктов вулканизма и дегазации планеты. Главнейшим из этих продуктов является вода, которая оказывает огромное химическое воздействие на породы мантии Земли, а также другие элементы — кремнезем, щелочи, кислород и т. д.

Совместное влияние этих трех факторов приводит к тому, что на некоторых глубинах от поверхности Земли создаются условия, при которых вещество мантии становится нестабильным и резко меняет свои свойства в сторону разуплотнения. Такое разуплотнение выражается в менее плотной упаковке атомов за счет соединения основного компонента мантийного вещества  $(Mg, Fe)_2SiO_4$  с водой, кремнеземом, щелочами и т. д. Такое разуплотнение ведет к смещению границы М вниз по разрезу литосферы, т. е. к утолщению коры. Однако иные соотношения тех же трех факторов могут вызвать и обратный процесс — скользящее движение границы М вверх, что сопровождается утонением коры (иными словами, поглощением материала коры мантией).

Из названных параметров, определяющих формирование границы М, один — давление в первом приближении можно считать постоянным во времени, поскольку основная его составляющая — литостатическое давление — практически неизменна. Наиболее

подвержен изменениям другой параметр — температура. По этой причине глубина залегания границы М в Земле прежде всего определяется температурным режимом. Повышение температуры в Земле в общем способствует подъему (приближению к земной поверхности) границы М. Наоборот, снижение температуры приводит к опусканию этой границы. Именно температура и давление определяют верхний и нижний пределы глубин, в которых только и возможно существование этой границы. Неодинаковое по глубине залегание границы М в разных участках Земли определяется прежде всего тем, что те или иные области земной мантии по-разному были прогреты.

Однако на глубину залегания границы М существенное влияние имеет не только температура. Вторым фактором, определяющим положение границы М, служило различие в минеральном составе пород, слагающих земную кору. Выше было показано, что подъем границы М в результате процесса десерпентинизации происходил при более низкой температуре, чем, например, подъем ее при процессе эклогитизации. Таким образом, разное по глубине положение границы М определяется совместным влиянием, в первую очередь двух факторов — температуры и минерального состава вышележащей коры.

Добавим, что заметную роль в положении границы М следует отнести и такому фактору, как степень раздробленности коры. В условиях высокой проницаемости, возникающей в зонах глубинных разломов, передача тепла и флюидов нижним горизонтам коры резко усиливается, что приводит к локальным перемещениям вверх границы М. Это можно было видеть, например, в зоне Байкальской впадины.

Температура, давление и отчасти минеральный состав определяют границу предельно высокого и предельно низкого (глубокого) положения границы М. Нижний предел границы М определяется прежде всего давлением. При достижении определенного давления (порядка  $15-20 \cdot 10^8$  Па) любые породы уплотняются (соответственно изменяя свой состав) настолько, что приобретают физические свойства, свойственные верхней мантии Земли. Снижение давления активизирует геологические процессы, направленные в сторону разуплотнения пород (минералов). С падением давления постепенно сокращается возможность существования пород в столь плотной упаковке, какая существует в мантии. Однако рост температуры может несколько задержать этот процесс разуплотнения и поэтому граница М более всего приближена к дневной поверхности там, где температура на ней относительно повышена.

Смещение границы М может происходить с разной скоростью. Как правило, более быстро осуществляется такое смещение границы М, которое сопровождается выделением в кору и на земную поверхность химических элементов, участвующих в этом процессе: выделение воды при десерпентинизации или выделение крем-

незема и щелочей при эклогитизации. Это происходит, когда граница М смещается вверх по разрезу.

Обратно направленный процесс — смещение границы М вниз по разрезу — определяется не только  $P-T$  условиями, но и наличием достаточного количества химических элементов, необходимых для его течения (воды или кремнезема и щелочей). Если этих элементов поступает недостаточное количество, то смещение границы М может задерживаться даже в том случае, если температура резко понизилась. Именно такое положение имеет место под дном океанов, где при температуре 100—150 °С граница М залегает очень высоко.

Установленные различия в строении границы М могут быть сведены к шести основным моделям этой границы (табл. 25). Обратимся к их геологической интерпретации.

Начнем с модели границы М, свойственной древним платформам (рис. 41, 1). Ее особенностью является наличие зоны тонких слоев с резкими скачками скорости в них. Как показано выше, граница М на древней платформе представляет контакт гипербазитов с расположенными выше серпентинизированными разностями тех же пород. Положение границы М регулируется главным образом температурой. Выше границы М температура такова, что серпентинизация возможна. Резкое снижение скорости в зоне границы М объясняется следующим. Поступающая из мантии вода в зоне границы М становится способной реагировать с ультраосновной породой; в этой узкой зоне серпентинизация проявляется более сильно, что и снижает скорость. Возможное присутствие в этой зоне тонких высокоскоростных прослоев (создающих чередование тонких слоев со значительным скачком скорости) объясняется наличием прослоев эклогитов, которые характерны для мантии. Эклогиты не серпентинизируются и потому в серпентинитовом слое сохраняются как прослои с высокой скоростью.

Вторая модель (рис. 41, 2) свойственна геосинклинально-складчатым поясам. В качестве примера можно взять хребты альпийской складчатой области. Отраженные волны от границы М как закритическая, так и докритическая слабее, чем под древними платформами. Это свидетельствует о меньших изменениях скорости в зоне границы М. В то же время для этого типа границы М характерен очень большой рост скорости от коры к мантии (1,3—1,8 км/с). Граница М под складчатыми поясами скорее всего разделяет метаморфические породы, находящиеся в разных стадиях метаморфизма — амфиболитовой — гранулитовой выше границы М и эклогитовой — ниже ее.

Третья модель (рис. 41, 3) выделяется на примере высокогорных районов Памира (высота 4 км и более). Для нее характерны большие мощности земной коры и при этом сравнительная «легкость» ее ( $V=6,0-6,1$  км/с); все волны от границы М надежно выражены в волновом поле, но имеют сложный многофазный характер записи. Модель границы М мы предполагаем в виде ряда последовательных ступеней роста скорости.

Сейсмические свойства, физические условия

| Тектонический режим                 | Амплитуда                    |                          |                            | Рельеф границы  |
|-------------------------------------|------------------------------|--------------------------|----------------------------|-----------------|
|                                     | Преломленная                 | Закритическая отраженная | Докритическая отраженная   |                 |
| 1. Древние платформы                | Нормальная                   | Очень сильная            | Нормальная, иногда сильная | Ровная          |
| 2. Геосинклинально-складчатые пояса | „                            | Сильная                  | Слабая                     | Сильно нарушена |
| 3. Высокогорные области (Памир)     | „                            | „                        | Нормальная                 | Ровная          |
| 4. Области океанизации              | Сильная, иногда доминирующая | Слабая                   | Слабая                     | Нарушена        |
| 5. Океанические котловины           | Сильная                      | Нормальная               | Нет данных                 | Ровная          |
| 6. Грабены (рифты)                  | Нормальная                   | Сильная                  | Слабая                     | Сильно нарушена |

Расположение границы М на глубинах более 75 км свидетельствует об экстремальных условиях ее образования. По нашим представлениям, граница М под Памиром представляет собой контакт частично расплавленных гипербазитов вверху и полностью твердых — внизу.

Несколько больше данных о геологической природе четвертой модели границы М под прогибающимися впадинами, например под океанизирующей впадиной Охотского моря впадинами Средиземного моря и аналогичными им развивающимися отрицательными структурами. Наиболее вероятным глубинным механизмом, формирующим такие впадины, является, по нашему мнению, селективное плавление в низах коры. Из зоны, расположенной над границей М, выносятся в вышележащие слои коры и на ее поверхность кремнезем и щелочи, т. е. гранитизирующие элементы. В результате этого дегранитизированные породы низов коры при-

## и геологическая природа границы М

| Пластовая скорость (км/с) выше и ниже границы | Глубина, км | $P$ , л. $10^8$ Па | $T$ , $^{\circ}C$ | Направление смещения границы М | Предполагаемый состав пород выше и ниже границы М                            |
|---|-------------|--------------------|-------------------|--------------------------------|--|
| $\frac{7,0-7,4}{8,0-8,2}$                     | 30—50       | 9—15               | 300—450           | Стабильна                      | <u>Серпентиниты</u><br>ультрабазиты  |
| $\frac{6,4-7,2}{8,0-8,2}$                     | 30—55       | 9—16               | 400—1100          | Стабильна или вверх            | <u>Гранулиты</u><br>эжлогиты   |
| $\frac{6,8-7,0}{8,0}$                         | 60—75       | 15—20              | 1100—1250         | Вниз                           | Частично расплавленные ультрабазиты<br><u>ультрабазиты гранитизированные</u> |
| $\frac{?}{7,9-8,0}$                           | 10—25       | 4—7                | 500—900           | Вверх                          | <u>Гранулиты</u><br>ультрабазиты   |
| $\frac{6,6-6,8}{7,8-8,1}$                     | 7—15        | 2—5                | 100—500           | Стабильна                      | <u>Гранитизированные гранулиты</u><br>ультрабазиты, эжлогиты                 |
| $\frac{6,4-6,8}{7,5-7,7}$                     | 20—40       | 6—12               | 400—700           | Вверх                          | <u>Серпентиниты</u><br><u>гранулиты</u><br>ультрабазиты                      |

обретают свойства пород мантии и граница М фиксируется сейсмическим зондированием выше зоны дегранитизации. Дегранитизированные породы все же обладают несколько более низкими значениями скорости, чем типичные гипербазиты, что и подтверждается данными ГСЗ — граничные скорости ниже границы М относительно низкие (7,8—8,0 км/с). Вполне объяснимы и такие особенности строения границы М рассматриваемой модели, как большой скачок скорости на границе М — выше ее расположены метаморфические породы значительно более кислого состава. Объясним и неровный характер поверхности М — процесс дегранитизации происходит избирательно, проникая в некоторых случаях глубже, а в других, наоборот, задерживаясь, в зависимости от конкретного состава пород.

Следующая пятая модель границы М передает нам обстановку, существующую в пределах океанической котловины, где процесс

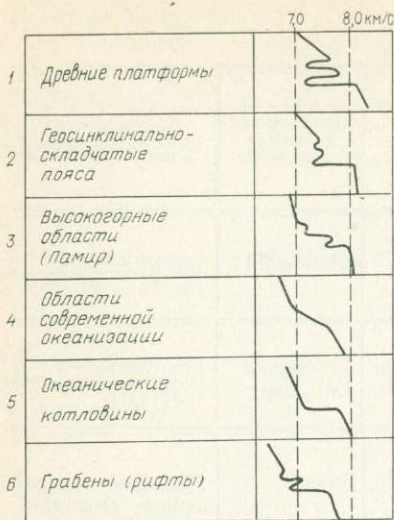


Рис. 41. Вероятные модели границы М под структурами с разной геологической историей

представляет контакт серпентинизированных гипербазитов сверху и не-серпентинизированных гипербазитов внизу.

Предложенные геологические модели границы М остаются, конечно, гипотетическими. Возможно и иное объяснение наблюдающихся различий в строении этой границы под структурами, находящимися в разных стадиях своего развития. Вместе с тем остается несомненным, что характер тектонических процессов является определяющим в отношении структуры границы М. Сейчас уже можно утверждать, что в пределах относительно стабильных тектонических областей (платформ, океанических котловин) граница М выражена более четко и чаще характеризуется ровной поверхностью. В пределах же структур, испытывающих интенсивные современные процессы (поднятия, опускания), граница эта менее выразительна и поверхность ее обычно не ровная.

Дальнейшее накопление фактического материала о сейсмических свойствах границы М под разными тектоническими структурами позволит более определенно судить о ее геологической природе.

### Древние границы М

Установленный на основании сопоставления сейсмических и историко-геологических данных факт смещения границы М вверх и вниз ставит вопрос о существовании в недрах Земли реликтов древних поверхностей М. Впервые этот вопрос был поднят В. Б. Соллогубом в 1968 г. на материале по Украинскому щиту.

океанизации закончился уже несколько геологических периодов назад. Как отмечалось выше, особенностью границы М являются очень высокие значения скорости ниже границы М, достигающие 8,5—9,0 км/с. Столь высокие скорости трудно объяснимы, если исходить из представления о перидотитовом или эклогитовом составе пород ниже границы М.

Шестая модель границы М — это рифтовые зоны. Ее особенность — это низкие скорости ниже границы М и низкие скорости в низах коры, в результате чего в координатах скорости модель сильно сдвинута влево. Скачок скорости на границе М значительный (более 1 км/с). Типичные рифты расположены, как правило, в пределах древних платформ. Это позволяет нам считать, что и под рифтами граница М пред-

Он выдвинул представление о том, что под раннепротерозойскими прогибами на Украинском щите сохранились реликты древней (раннепротерозойской) поверхности М. Позже, обобщая материал по строению земной коры Европы, В. Б. Соллогуб и А. В. Чекунов сочли возможным провести районирование ее территории в зависимости от возраста границы М. По их представлениям, более древняя граница М могла находиться как ниже, так и выше новообразованной. Главным же критерием при определении возраста границы М они считали соответствие рисунка изолиний рельефа этой границы рисунку приповерхностных геологических структур. В концепции В. Б. Соллогуба и А. В. Чекунова о существовании древних границ М есть рациональное зерно, хотя можно высказать и ряд критических замечаний относительно указанного ими геологического возраста этой границы в том или ином районе.

В этом разделе мы поднимаем вопрос о геологической природе опорной сейсмической границы в земной коре древних платформ, расположенной в настоящее время на глубине 8—15 км от земной поверхности. По нашим представлениям, эта граница в допротерозойское время выполняла функции границы М, т. е. была рубежом между тогдашней корой и мантией Земли.

Эту границу раньше иногда отождествляли с границей Конрада. Однако, точнее, если следовать представлениям 50—60-х годов, граница эта скорее отвечает выделенной в 1951 г. границе Ферча. Впервые значение этого сейсмического рубежа обосновал в 1974 г. Н. К. Булин, назвав ее границей А. Недавно Н. И. Павленкова пришла к выводу, что в земной коре на глубине 10—15 км существует сейсмический рубеж, на котором происходит изменение градиента скорости. В последние годы быстро накапливаются геофизические данные, свидетельствующие о том, что этот сейсмический рубеж разделяет породы, различающиеся по магнитным, электрическим и тепловым свойствам. Прежде всего обратим внимание на то, что граница эта, выделенная Н. К. Булиным и позже Н. И. Павленковой, фиксирована главным образом в пределах платформ. Попытки показать универсальность этой границы и выделять ее также в коре альпийских и герцинских складчатых областей, на наш взгляд, неправомерны, поскольку очевидно, что в этом случае исследователь «перескакивает» с сейсмической границы одного возраста на границу другого возраста и другой природы. В пределах же древних платформ, характеризующихся сходной структурой и историей, есть основания считать, что сейсмическая граница А имеет единый генезис.

Напомним кратко основные геофизические особенности этой границы. Как отмечалось выше, эта сейсмическая граница, по Н. И. Павленковой, разделяет высокоградиентный слой над ней и малоградиентный, содержащий волноводы, слой под ней. Н. К. Булин отмечает, что граница эта, четко выраженная на сейсмических профилях, построенных по данным обменных волн, хорошо совпадает с надежными сейсмическими границами, построенными по данным ГСЗ. Он обращает внимание на то, что скорости

сейсмических волн на этой границе могут сильно различаться, отвечая значениям, свойственным как «гранитным» скоростям, так и «базальтовым». Н. К. Булин обратил внимание и еще на одну особенность этой границы: как правило, граница эта почти повсеместно расположена на 28—30 км выше современной границы М.

Если судить только по сейсмическим данным, то граница эта может показаться геологу недостаточно выразительной — ведь она расположена внутри «гранитного» слоя и на ней не обязательно происходит резкий скачок скорости. Однако приведенные данные о других физических свойствах этой границы под древними платформами не оставляют сомнений в том, что рубеж этот разделяет породы разного минерального состава и в прошлом играл важнейшую роль в геологических процессах.

Прежде всего отметим, что, как показывают расчеты, основанные на тепловом потоке и распределении радиоактивных элементов, основная масса тепла, входящая в тепловой поток, генерируется в пределах верхних 10—15 км земной коры. Это свидетельствует о том, что более глубокие горизонты коры хотя и характеризуются «гранитными» значениями скорости сейсмических волн, дают заметно меньший вклад тепла в суммарный тепловой поток. А это означает, что несмотря на «гранитные» скорости эти слои имеют иной (более основной) состав.

Резко различаются породы, расположенные выше и ниже этой границы, и по электропроводности. В последние годы установлено, что под платформами на глубине 12—17 км расположена кровля высокопроводящего слоя. Обратим внимание, что названная граница служит нижней кромкой магнитных тел, создающих наиболее значительные магнитные аномалии на платформах. Все эти данные убеждают в том, что на границе А имеет место резкая смена состава пород.

Выше был сформулирован вывод о том, что на этой границе имеет место контакт раннеархейских образований с расположенными ниже серпентинизированными гипербазитами мантии. Иными словами, в земной коре древних платформ на глубине 8—15 км расположена сейчас древняя граница М. Она находится примерно на 28—30 км выше современной границы М.

Рассмотрим условия и механизм формирования этой древней границы М, а также попытаемся определить, в какой промежуток времени функционировал этот рубеж в качестве границы М.

Первая мысль, которая возникает при попытке дать геологическое определение этой границы, — это рассмотреть ее как контакт первичной земной коры, ниже которой находилось вещество мантии. Однако внимательный анализ всего накопленного к настоящему времени геологического и геофизического материала заставляет отказаться от такой сильно упрощенной точки зрения. Сейсмические профили и прежде всего те, которые пересекают обнаженные участки платформ (щиты), показывают, что граница А находится сейчас на одной глубине как под поднятиями, сложен-

ными раннеархейскими образованиями, так и под разделяющими их позднеархейскими — раннепротерозойскими прогибами. А это означает, что граница эта как бы «срезает» корни этих древнейших структур. К аналогичному выводу пришел Н. К. Булин, анализируя конфигурацию отражающих площадок в консолидированной коре платформ. Он обращает внимание, что выше названной границы площадки расположены наклонно, фиксируя складчатую структуру, а ниже границы А они расположены горизонтально. Отметим также, что мощность архейских осадков, обнажающихся в пределах Балтийского, Алданского и других щитов древних платформ, достигает 20—40 км, т. е. в 2—3 раза превышает толщину сейсмического слоя, ограниченного снизу границей А. Такие большие мощности осадков архея могут быть объяснены лишь тем, что в синклинальных структурах нижние горизонты архея оказались погруженными сквозь древнюю границу М. Все эти данные свидетельствуют о том, что в те времена, когда сейсмический рубеж А выполнял функции границы М, материал земной коры погружался через этот рубеж, преобразуясь в материал мантии, как это имеет место под современными геосинклинальными прогибами.

Древняя граница М расположена сейчас на континентах значительно ближе, чем современная граница М. Этот факт способствует более полному выяснению условий ее образования. Заметим, что уже на современном уровне развития техники граница эта может быть вскрыта бурением. Попытаемся определить физико-химические условия, при которых существовала граница М на том уровне, где проходит сейсмическая поверхность А. Первое, что должно нас заинтересовать, это вопрос о том, когда была подошва земной коры на уровне границы А? Поскольку граница А срезает корни раннепротерозойских (карельских) прогибов и поднятий, мы должны сделать вывод, что в начале протерозоя граница А еще функционировала в качестве подошвы коры, т. е. была древней границей М. За пределами древних платформ в складчатых поясах, заложившихся в рифее, мы имеем иной набор сейсмических границ и другие их сейсмические характеристики. Это указывает на то, что в течение рифея, по крайней мере под складчатыми поясами, граница М располагалась намного глубже, чем рассматриваемый нами рубеж А. Таким образом, мы приходим к выводу, что рубеж А выполнял функции границы М в течение архейской эры и в раннем протерозое. В пользу того, что в течение рифея и тем более в палеозое граница А под платформами уже не служила границей М свидетельствует и тот факт, что позднерифейские и палеозойские структуры, в особенности прогибы, имеют четко выраженное обратное соотношение рельефа с современной границей М. Отсюда следует, что под платформами перестройка границы М с древнего уровня на современный произошла после середины протерозоя за срок, измеряемый несколькими сотнями миллионов лет (не более 1 млрд. лет). За это время граница М опустилась с уровня 12—15 км на уровень 40—45 км, т. е. на 28—30 км, о ко-

торых писал Н. К. Булин. Нет оснований думать, что за время, охватывающее первую половину рифея, платформы настолько сильно поднимались, что с них было размыто несколько десятков километров осадков. Такая мысль, высказанная ранее одним из авторов этой книги [22], нуждается в пересмотре. Конечно в раннем и позднем протерозое платформы воздымались, однако максимальную амплитуду поднятия и размыва следует оценивать в 5—7 км, максимум 10 км. Резкое опускание вниз границы М в середине протерозоя следует объяснять главным образом за счет понижения температуры во внешней оболочке Земли.

В настоящее время накопилось достаточно данных, указывающих на то, что в позднем архее и в раннем протерозое геотермический градиент был в несколько раз выше современного. Если брать в качестве сравнения платформенные территории, то, как показали исследования в Кольской сверхглубокой скважине, геотермический градиент на Балтийском щите в раннем протерозое (в эпоху метаморфизма печенского осадочно-вулканогенного комплекса) достигал 100 °С на 1 км, будучи в 4—10 раз выше градиента, наблюдаемого в скважине сейчас. Если интраполировать указанный для раннего протерозоя геотермический градиент на глубину, то окажется, что на глубинах всего 10 км температура приближалась к 1000 °С. Поскольку несомненно, не менее 5—7 км пород щита были размывы за послераннепротерозойское время, мы должны сделать вывод о том, что на уровне сейсмического раздела А, расположенного сейчас на глубине в среднем 12 км, температура достигала 1200—1300 °С. При столь высокой температуре должно было происходить практически полное плавление всех минералов, кроме оливина.

Представим себе условия, существовавшие 2 млрд. лет назад на месте Балтийского щита. На земной поверхности там накапливались осадочные (терригенные, хемогенные, органогенные) образования, а также приуроченные к разломным зонам вулканогенные (преимущественно базальтовые) породы. В некоторых зонах мощности осадочно-вулканогенных образований измерялись десятками километров. Поскольку подошва земной коры располагалась на глубине порядка 15 км, осадки, накапливавшиеся в раннепротерозойских трогах, погружались ниже уровня тогдашней границы М. В процессе этого погружения происходил прогрессивный метаморфизм этих пород, а затем и их частичное, а возможно и полное плавление. В процессе метаморфизма и частичного плавления погружающихся пород интенсивно шла их сепарация: в первую очередь выделение и миграция вверх гранитной составляющей (кремнезем, щелочи). Ниже тогдашней границы М могли погружаться лишь тугоплавкие минералы и среди них в первую очередь оливин. Таким образом, граница М 2 млрд. лет назад представляла рубеж, ниже которого концентрировалась масса оливина, а выше располагалась относительно узкая зона менее тугоплавких минералов (граната и пироксена), т. е. зона эклогитоподобных пород. Большая же часть земной коры в позднем архее

и в раннем протерозое была сложена гранитизированными породами.

Таким образом, в начале протерозоя земная кора состояла преимущественно из одного слоя — гранитного. В его основании находился относительно тонкий эцлогитоподобный слой, лежащий непосредственно на границе М, ниже которой располагалась мантия преимущественно оливинного состава. Следует думать, что в каждом из этих слоев (исключая верхние несколько километров коры, охлажденной вблизи земной поверхности) породы находились в состоянии, близком к плавлению.

В середине протерозоя началось снижение температуры во внешней оболочке Земли. К середине фанерозоя температура в Земле на уровне рассматриваемой нами границы А понизилась примерно на 800—1000 °С (с 1200—1500 до 400—500 °С в настоящее время). Заметим, что это снижение приходится на время, измеряемое примерно в 1000 млн. лет. Следовательно, в среднем за 1 млн. лет температура падала примерно на 1 °С. Заметим, что в рассматриваемый промежуток времени имели место две общепланетарные вспышки базальтового вулканизма (в середине протерозоя и во вторую половину рифея), во время которых вместе с базальтовой лавой была вынесена на земную поверхность значительная масса тепла, что способствовало охлаждению верхней мантии и низов коры.

Рассмотрим теперь, как с течением времени изменялись условия на древней границе М. Снижение температуры например до 1000 °С привело к тому, что на этой границе стало уже невозможным частичное плавление эцлогитоподобных пород, а затем и гранулитов. Вследствие этого резко уменьшились масштабы поступления вверх гранитизирующих элементов. Земная кора как бы стабилизировалась. Наступила эпоха, известная под не совсем удачным названием «кратонизации» Земли. Этот период, начало которого падает на рубеж между нижним и верхним протерозоем, называют началом становления древних платформ.

Хорошо известно, что огромная по продолжительности рифейская эра характеризовалась крайне слабыми проявлениями тектонической активности. Одна из возможных причин этого — постепенное снижение температуры в недрах Земли, вследствие чего произошла кристаллизация ранее частично расплавленной тонкой земной коры. Когда температура на древней границе М опустилась до 400 °С, в земной коре начался новый процесс, ранее невозможный. Верхние горизонты былой мантии, сложенные преимущественно оливином и пироксенами, оказались в условиях, при которых стала возможной их серпентинизация. С этого момента граница М начала постепенно опускаться вниз по разрезу литосферы, а между древней границей М и расположенной ниже нее более молодой границей М начал формироваться все увеличивающийся во времени слой серпентинитов. Формирование серпентинитового слоя, мощность которого под древними платформами

составляет сейчас около 30 км, произошло в основном в течение рифея и нижнего палеозоя, т. е. за время около 1 млрд. лет.

Таким образом, мы приходим к выводу, что современная граница М под древними платформами сравнительно молода — возраст ее не превышает 200 млн. лет. Заметим, что под впадинами платформ (и тем более под океаническими котловинами), где имел место подъем этой границы в мезозое или кайнозое, граница М еще моложе, ибо подъем этот связан с еще более поздним этапом ее переработки.

### О гранито-гнейсовой оболочке Земли

Сформулируем важнейшие особенности строения и состава земной коры, свойственные ей в современную нам геологическую эпоху. В зависимости от того, как мы решим остро дискутируемые сейчас проблемы строения и генезиса современной коры, зависит и наш вывод о стадийности ее эволюции. Геофизические данные свидетельствуют о резко различной толщине земной коры под континентами и океанами. В соответствии с этими данными большинством специалистов принимается, что континентальная кора сложена преимущественно сиалическим материалом, мощность которого измеряется несколькими десятками километров, тогда как в океанах кора имеет базальтовый состав и небольшую толщину. Согласно последним подсчетам А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского (табл. 26), континентальная и океаническая коры, как по соотношению окислов, так и по их количеству (объему), резко различны.

Химический состав земной коры — одна из важнейших характеристик нашей планеты. Однако необходимо признать, что проведенные подсчеты содержания в земной коре важнейших окислов опираются на ряд гипотез, а точнее предположений, принятие которых может привести к ошибкам в оценке распределения химических элементов в коре. А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский, которые уже дважды проводили необходимые вычисления, обращали внимание на одну из таких гипотез — предположение о химическом

Таблица 26

Средний химический состав континентальной (1) и океанической (2) коры по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому

| Окислы                         |      |      | Окислы                        |     |      |
|--------------------------------|------|------|-------------------------------|-----|------|
|                                | 1    | 2    |                               | 1   | 2    |
| SiO <sub>2</sub>               | 59,3 | 48,7 | MgO                           | 4,9 | 7,5  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,7  | 1,42 | Ca                            | 7,2 | 11,7 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,0 | 15,2 | Na <sub>2</sub> O             | 2,5 | 2,5  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,4  | 2,6  | K <sub>2</sub> O              | 2,1 | 0,4  |
| FeO                            | 5,6  | 7,4  | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,2 | 0,2  |
| MnO                            | 0,1  | 0,2  |                               |     |      |

составе «базальтового» слоя континентальной коры. Они писали: «Непосредственные данные о петрографическом составе и соотношениях пород «базальтового» слоя континентов полностью отсутствуют. Поэтому при построении химической модели оболочки приходится опираться на рациональные гипотезы и косвенные индикаторы» (с. 385). И далее: «...сохраняющаяся таким образом неопределенность состава «базальтового» слоя остается основным источником возможных ошибок среднего состава земной коры в целом» (с. 390)\*. Добавим, что полностью отсутствуют прямые данные и о петрографическом составе третьего (базальтового) слоя океанической коры. Здесь А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский также вынуждены были прибегнуть к гипотезе. Но это были «частные» гипотезы, касающиеся состава отдельных, хотя и широко распространенных слоев. Однако А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому при оценке химического состава коры пришлось принять еще одну более общую гипотезу — допустить, что начиная с архея, т. е. фактически в течение всей геологической истории Земли, геохимическая эволюция континентальной коры (с мощным «гранитным» слоем) протекала принципиально иначе, чем океаническая. В противном случае они должны присоединиться к сторонникам дрейфа континентов и тектоники литосферных плит, допускающим грандиозные перемещения земной коры по латерали. Эта принятая ими общая гипотеза о разном химическом составе земной коры континентов и океанов крайне ответственна, ибо остается необъяснимым, каким образом из достаточно однородной по составу мантии Земли в одних случаях формировалась мощная кислая кора, богатая кремнеземом, а в других — тонкая кора с малым содержанием кремневой кислоты.

Итак, основные исходные данные, положенные в основу подсчетов, являются гипотетическими. Надежность оценок химического состава земной коры определяется прежде всего правильностью геологической (петрографической) интерпретации глубинных сейсмических зондирований земной коры. В последние годы появились некоторые новые данные относительно сейсмической расслоенности коры, которые позволяют дать иную, чем общепринятая, геологическую интерпретацию.

Проведенное нами исследование не позволяет согласиться с общепризнанной точкой зрения. Мы защищаем иную концепцию, согласно которой составы континентальной и океанической коры примерно одинаковы. Кора континентов и кора океанов близки как по среднему химическому составу, так и по объему слагающих ее химических элементов, приходящихся на одинаковую площадь, например, на 1 млн. км<sup>2</sup>.

Наша аргументация новой химической модели коры основывается на: 1) новых данных, свидетельствующих о широком распространении на дне океанов кислых магматических и метаморфических пород; 2) новой геофизической модели континентальной

\* Тектоносфера Земли. М., Наука, 1978.

коры, свидетельствующей о резком изменении физических свойств коры платформ с глубин 8—12 км; 3) ведущей роли смещения границы М в процессе формирования океанической коры. Суммируем данные о сходстве строения и геологической истории верхней, доступной непосредственному изучению, части континентальной и океанической коры.

Широко распространено мнение, что молодые мезозойско-кайнозойские базальтовые покровы — специфическая особенность океанической коры. Однако это не так. По периферии большинства океанов базальтовые покровы выходят на материки, смыкаясь с полями наземных траппов и образуя вместе с ними одновозрастные поля и еще более расширяя площадь базальтовой оболочки нашей планеты.

Всего 10—15 лет назад считалось, что химический состав континентальных и океанических базальтов различен. На континентах изливалась толеитовая магма, характеризующаяся низким содержанием щелочей. Океанам же свойственна щелочная оливин-базальтовая и близкая ей трахибазальтовая магма, которая на континентах появляется лишь в специфических зонах (например, в рифтах Восточной Африки). Впервые представление о сходстве химического состава базальтов океанов и материков было сформулировано в 1963 г. американскими исследователями А. Энгель и К. Энгель. К настоящему времени накопилось значительное число химических анализов океанических базальтов, не говоря уже о континентальных. Оказалось, что на континентах и на дне океанов встречены сходные по химизму породы. Правда, некоторые различия наблюдаются, но они объясняются Г. Ф. Макаренко следующим. В процессе формирования каждой последовательной базальтовой серии (как на континентах, так и на океаническом дне) происходит закономерное изменение состава изливавшихся лав — в конце цикла толеитовых излияний лавы становятся менее щелочными (по содержанию  $K_2O$ ). На континентах в результате эрозии эти верхние (обедненные щелочами) части траппового комплекса часто бывают размывы эрозией, а сохраняются лишь более богатые  $K_2O$  толеитовые базальты нижних горизонтов. В океанах, где эрозионные процессы отсутствуют, верхние низкощелочные покровы остались нетронутыми и именно из этих верхних горизонтов мы имеем сейчас большинство химических проб. Таким образом различие в химическом составе океанических и континентальных базальтов площадного распространения, возможно, чисто кажущееся. Что касается послетолеитовых собственно щелочных вулканических базальтовых построек центрального типа, лежащих поверх трапповых полей, то они, по мнению всех исследователей, совершенно однотипны и в океанах, и на материках.

Если на дне океанов базальтовые покровы только с конца мезозоя и за кайнозой разлились почти сплошным покровом, то почему на континентах, переживших столь длительную историю, базальтовых полей меньше? Г. Ф. Макаренко объясняет это тем,

что в истории складчатых поясов на континентах неоднократно наступали периоды массовых излияний базальтов. Они совпадали по времени с окончанием геотектонических циклов, отвечая финальному магматизму, а пространственно захватили не только складчатый пояс, но и прилежащие платформы. В складчатых поясах континентов древние базальты позже были перекрыты осадочными отложениями следующего геотектонического этапа. В измененном виде их можно видеть в основании геологического разреза почти любой складчатой области. Базальты отсутствуют на древних платформах потому, что последние длительно поднимались. Вследствие этого отложившиеся на них ранее базальты были впоследствии размыты. От сплошного базальтового плаща, возникавшего на платформе может быть не один раз, местами сохранились лишь глубоко эродированные «корни» былых покровов. Значительная часть Африки в позднем триасе — раннем меле была покрыта плащом базальтов. Хотя Африканское базальтовое поле возникло относительно недавно (150 млн. лет назад), все же за сравнительно короткий срок, составляющий всего 3 % от геологической жизни планеты, базальтовый чехол оказался почти полностью размытым. Напомним, что на Восточно-Европейской платформе следы траппового магматизма в виде даек и силлов, реже останцовых лав, известны для верхнего рифея и среднего протерозоя.

Сравнение химического состава и условий залегания базальтовых полей убеждает, что нет каких-либо различий между континентами и океанами. На континентах базальтовые покровы чередуются со слоями осадочных пород. Точно также и в океанах бурение установило переслаивание базальтовых слоев с морскими осадками. Трапповый магматизм проявился одинаково, как в пределах океанической тектоносферы, так и континентальной. Стоит лишь отметить, что на океанических пространствах базальтовые поля мезозойско-кайнозойского возраста распространены шире, что свидетельствует о парагенетической связи процесса океанообразования и базальтового магматизма.

Из-за почти повсеместного покрова осадков и подстилающих их базальтов более древние породы, и в том числе магматические, на океаническом дне обнажаются реже, чем на континентах. Большинство выходов коренных «подбазальтовых» магматических пород обнаружено путем драгирования на склонах уступов, образованных разломами, в глубоководных желобах и в молодых ущельях срединно-океанических хребтов. О том, что находится под плащом осадков и базальтовыми покровами на огромных пространствах ложа океанов, мы пока практически ничего не знаем. И все же немалочисленные сведения о магматических и метаморфических породах океанов, которые удалось собрать, свидетельствуют, что в океанах распространены все те типы магматических пород, какие известны на материках.

Со срединно-океанических хребтов драгированием подняты почти все разновидности магматических пород. Наиболее распро-

странены там гипербазиты. Все они в той или иной степени серпентинизированы. Первая стадия серпентинизации протекала на глубине, с сохранением первичной структуры пород. Кристаллы оливина замещались минералом хризотилом или серпофитом, а кристаллы пироксена — баститом. Большинство авторов связывают серпентинизацию первой стадии с дегазацией верхней мантии. Вторая стадия серпентинизации, протекавшая в более поверхностных условиях, возможно связана с океаническими водами. Широко распространены магматические породы основного состава — массивные крупнокристаллические габбро, габбро-нориты, долериты и т. д. Все они в той или иной степени подвержены вторичным изменениям, связанным преимущественно с зеленосланцевым метаморфизмом, что выражается в уралитизации пироксенов, альбитизации плагиоклазов, хлоритизации темноцветных минералов. Встречаются породы, измененные в условиях более высокой (амфиболитовой) фации метаморфизма. Наконец, пока в ограниченных случаях (Аравийско-Индийский подводный хребет) со дна океана подняты и породы гранулитовой фации метаморфизма (плагиоклазо-оливиновые гранулиты), для образования которых необходима температура более 800 °С и давление не менее 5000·10<sup>3</sup> Па.

Обнаружены также средние и кислые по составу магматические породы. Так, на 45° с. ш. на срединном Атлантическом хребте драгированы меланократовые диориты, состоящие из плагиоклаза (70 %), роговой обманки (26 %) и кварца (4 %). Там же со склонов возвышенностей подняты альбитовые граниты, содержащие 25 % кварца. Характерно высокое содержание натрия (5,5 %) и кремнезема (до 72 %). Авторы этих исследований Ф. Аументо, Б. Д. Ланкаревин и Д. И. Росс не сомневаются в том, что эти кислые породы драгированы с коренных выходов. На восточном фланге подводного хребта Рейкьянес в блоке метаморфических пород с гранулитами ассоциируют чарнокитовые гранитоиды.

Бурение с «Гломар Челленджер» (79 рейс) показало, что в восточной части Атлантического океана к востоку от Африки в районе 34° с. ш. под красноцветными отложениями, напоминающими триасовые осадки Марокко, вскрыты на глубине около 4000 м ниже уровня моря лейкократовые биотитовые гнейсы.

Кислые магматические породы распространены на многих островах Атлантического океана — это острова Зеленого мыса, где встречены щелочные граниты вместе с сиенитами. Фундамент Фолклендских (Мальвинских) островов представлен гранитами. Валуну древних гранитов и гнейсов находили на берегах Азорских островов. В районе скал Роколл, расположенных на подводном плато к юго-юго-востоку от Исландии, драгированы метаморфические породы гранулитовой фации, гнейсы, эгириновые граниты, песчаники и другие породы.

В Индийском океане на архипелаге Кергелен распространены разнообразные по составу интрузивные породы — кварцевые сие-

ниты, щелочные микрограниты, монциты, щелочные аплиты и сиениты, а также щелочные риолиты. Отметим присутствие древних гранитов и гнейсов на Сейшельских островах, уже не в центральной части океана, а ближе к Африканскому континенту.

Кислые породы обнаружены на островах Тихого океана — Маркизских островах (риолиты), на островах Тонга (дациты с содержанием кремнезема 65 %), Ревилья-Хихедо (натровые риолиты). На островах архипелага Фиджи давно уже известны граниты, гранодиориты и даже кварциты. Кислые магматические породы обнаружены во многих местах на дне Тихого океана: в его экваториальной части к западу от Южной Америки; к западу от Калифорнии; по обеим сторонам Алеутской, Курильской и Японской островных гряд и в ряде других мест.

Драгирование, проведенное на дне Тихого океана к западу от Калифорнии, показало распространение там валунов кварцитов, кислых эффузивных и интрузивных пород. По данным драгирования граниты широко распространены в экваториальной части Тихого океана к западу от Южной Америки. Гранитогнейсы обнаружены в подводном трое Окинава к югу от Японских островов. Разнообразные метаморфические породы, и в том числе гранитогнейсы, драгированы с поднятия Обручева в западной части Тихого океана. Н. А. Шило, Ю. А. Косыгин и другие геологи, обобщившие материалы по истории северо-западной части Тихого океана, пришли к твердому выводу, о том, что Курильская островная гряда и глубоководный желоб заложились в кайнозой на континентальной (гранито-гнейсовой) коре.

В ряде случаев имеются свидетельства того, что кислые магматические породы расположены в срединно-океанических хребтах на глубине. Так, в базальтовых потоках вулканов на островах Вознесения и Тристан-да-Кунья, на Атлантическом срединном хребте присутствуют обломки гранитов и гнейсов.

Таким образом состав магматических пород океанов крайне разнообразен. Ультраосновные породы представлены главным образом серпентинизированными гарцбургитами и лерцолитами, хотя известны находки дунитов, плагиоклазовых перидотитов и пироксенитов. Среди габброидов океанического дна обнаружена широкая гамма пород, где наряду с нормальными и двупироксеновыми габбро найдены также анортозиты, троктолиты и породы, обогащенные роговой обманкой и титаномагнетитом. Встречаются и габброиды, обогащенные щелочами. Широкие вариации наблюдаются в составе базальтов. В океанах многочисленны находки пород среднего и кислого состава как интрузий, так и лавовых покровов. Магматические породы после своего образования подверглись как прогрессивному, так и регрессивному метаморфизму, что свидетельствует о длительной, сложной и разнообразной их геологической истории. Возраст магматических пород океанов колеблется в огромных пределах — от 2000 млн. лет до почти современных. Следовательно, нет принципиальных различий в характере магма-

тической деятельности в пределах континентальной и океанической тектоносферы.

В последние годы достигнут значительный прогресс в изучении древнейших образований Земли. Сейчас становится общепризнанным, что самому раннему из известных нам периодов развития Земли принадлежат так называемые «серые гнейсы». Их возраст датируется 4—3 млрд. лет. Во всех случаях, когда «серые гнейсы» слабо затронуты позднейшей гранитизацией и другими более молодыми наложенными процессами, выявляется их достаточно близкий состав, несмотря на то, что эти породы взяты из регионов, расположенных на разных материках. Количественно-минеральный состав «серых гнейсов» отвечает тоналитам, трондьемитам, гранодиоритам и кварцевым диоритам, что позволяет отнести их к типичным гранитоидам. Для них характерно высокое содержание кремнезема (около 70 %) и преобладание натрия над калием. Петрохимическая характеристика «серых гнейсов» близка или полностью совпадает с петрохимическими особенностями вулканоплутонических серий. Сходство и однородность разрезов на широких площадях, большая мощность этих пород, пологие формы залегания, четкая полосчатость и частная перемежаемость пород, по мнению О. А. Богатикова, являются отражением слоистости вулканических разрезов, из которых образовались «серые гнейсы». Об этом же свидетельствуют изредка наблюдающееся переслаивание «серых гнейсов» с метаосадочными породами и сохранившиеся реликты порфировых структур.

Обнаружение «серых гнейсов» в докембрийских ядрах практически всех материков Земли и большое сходство их минерального и химического составов указывают на то, что эти породы в раннем докембрии были распространены повсеместно, и в том числе, разумеется, в тех ее частях, которые залиты сейчас водами океанов.

Развиваемая в этой книге концепция о существовании единой по всему земному шару гранито-гнейсовой оболочки приблизительно одинаковой мощности находит подтверждение в ряде независимых фактов. Один из них — это тепловое поле Земли. Значительное число измерений, выполненных за последние десятилетия в пределах суши и акваторий, показало, что среднее количество тепла, поступающее с материковых и океанических пространств Земли, практически одинаково. Известно, что основными поставщиками тепла являются гранитоиды, характеризующиеся повышенным содержанием радиоактивных элементов. Радиоактивное тепловыделение гранитов в пять раз выше, чем пород основного состава, и в двадцать раз выше, чем в ультраосновных породах (дунитах). Равное количество тепла, выделяемое океаническими и континентальными областями Земли, возможно лишь в том случае, если количество кислых пород (гранитоидов) в земной коре континентов и океанов одинаково. Попытки сторонников тектоники плит объяснить это равенство дополнительным поступлением тепла из мантии явно не состоятельны, ибо тогда следует допустить, что

под всеми океанами независимо от их возраста, мантия разогрета в равной степени.

Если встать на противоположную точку зрения и считать, что под океаническими плитами всегда существовала базальтовая кора и комплекс «серых гнейсов» не возникал, то мы приходим к совершенно нереальному выводу, что развитие континентальных и океанических пространств протекало в силу совершенно разных процессов. Такой взгляд в корне ошибочен, ибо термодинамические условия, характерные для раннего докембрия, не могли быть столь различными в пределах одной планеты.

Анализируя новейшие данные о наиболее древних образованиях Земли, мы можем сделать очень важный вывод, что еще в раннем архее, т. е. более 3,5 млрд. лет назад, вся поверхность земного шара была покрыта гранитной оболочкой.

Важным доказательством единого строения земной коры континентов и океанов является то, что процесс формирования отрицательных структур (впадин) происходил в пределах континентальной и океанической тектоносферы совершенно одинаково. И под континентами и под океаническим дном он выражается в смещении границы М вверх. Механизм такого смещения границы М под океанами рассмотрен выше. В пределах континентов наиболее наглядным и лучше всего изученным примером может служить Прикаспийская впадина (см. рис. 27). Прогибание впадины, как показали детальные сейсмические исследования, сопровождалось сокращением толщины коры, т. е. подъемом границы М. Структуры, аналогичные Прикаспийской впадине, широко распространены на периферии океанов. Таковы Мексиканский залив, впадина Северного и Баренцевого морей. Сюда же могут быть отнесены и зоны мощного осадконакопления, обнаруженные геофизическими исследованиями на периферии всех океанов.

Таким образом, по нашим представлениям, мощность гранито-гнейсовой оболочки Земли как под континентами, так и под океанами приблизительно одинакова. Под платформами континентов и под океаническими котловинами гранито-гнейсовая оболочка имеет минимальную мощность и измеряется в среднем  $10 \pm 3$  км. Нижней границей гранито-гнейсовой оболочки под океаническими котловинами является граница М, а под платформами — подошва верхнего градиентного слоя коры.

Под геосинклинально-складчатыми сооружениями континентов и океанов мощность осадочно-метаморфической (гранито-гнейсовой) оболочки возрастает до 25—45 км. Однако такие зоны занимают не более 25 % поверхности Земли.

### Об основных этапах эволюции земной коры

Принимая границу М за подошву земной коры, мы тем самым затрагиваем вопрос об условиях образования самой коры. Считается, что кора образовалась в результате выплавления из мантии матерала (преимущественно базальтов) более кислого, чем

сама мантия. В случае полного плавления вещества мантии могла возникнуть обволакивающая планету зона анортозитов. При частичном плавлении земная кора формировалась в основном за счет лав базальтового состава, изливавшихся на поверхность Земли. Такие представления базируются в основном на двух группах фактов: 1) современных экспериментальных данных о механизме выплавления базальтов из пород мантии и 2) результатах изучения пород Луны, где установлено широкое развитие анортозитов, образовавшихся в результате плавления ультраосновных пород, перекрытых базальтовыми лавами.

С указанных позиций формирование земной коры идет лишь в одном направлении — в сторону наращивания ее за счет все новых порций лав, поступающих из мантии (как базальтовых, так и более кислых). Тонкая кора океанов (в особенности Тихого океана) рассматривается с этой точки зрения как область, где земная кора еще не успела нараститься. Такая позиция приводит к выводу о том, что граница М разделяет первичную мантию (внизу) от продуктов ее дифференциации (наверху). С этой точки зрения граница М оказывается неподвижной. Она лишь постепенно погружается по мере накопления вулканических продуктов.

Весь проделанный нами анализ говорит против таких представлений о природе границы М. Мы не отрицаем того очевидного факта, что в процессе образования земной коры существенную роль играли вулканические процессы, поставлявшие из мантии на земную поверхность лавы различного состава. Однако ограничить механизм формирования земной коры только этим было бы принципиально не верным. Помимо лав, поступавших из мантии, в формировании земной коры огромную роль играло перемещение земного вещества через границу М как вверх, так и вниз. В результате огромные объемы пород, входивших ранее в состав земной коры, впоследствии оказались ниже границы М и являются сейчас составленной частью мантии Земли. Наоборот, может быть столь же большие объемы мантийного вещества, поднимаясь вверх и пересекая границу М, становились материалом земной коры. Этот процесс движения вещества вверх и вниз происходил в течение всей геологической жизни планеты.

Тот факт, что граница М определяется сейчас прежде всего термодинамическими параметрами, указывает на то, что и в самые начальные стадии развития Земли глубина залегания границы М (т. е. толщина земной коры) определялись прежде всего температурой в недрах Земли.

Сказанное в предыдущем разделе приводит нас к выводу о том, что в истории Земли намечается несколько глобальных этапов в эволюции земной коры, каждый из которых характеризовался присущими ему мощностью и составом коры и разным генезисом расположенной в ее подошве границы М.

Наиболее древней может быть выделена земная кора протогейя, т. е. более 3,3 млрд. лет назад. Высокий геотермический градиент, свидетельством чего являются характерные для этого вре-

мени мигматиты и связанные с ними анатектические граниты, говорит о том, что мощность коры должна была тогда быть минимальной (порядка 10—12 км). Однако огромные мощности осадков этого времени, достигающие на Алданском щите 40 км и более, свидетельствуют, что еще в протогее имел место процесс погружения корового материала в мантию Земли. Интенсивная гранитизация, широко наблюдаемая в породах раннего архея (протогея), указывает на то, что уже в те очень далекие времена на границе М активно шла сепарация погружающегося в мантию вещества и концентрация в коре гранитизирующих элементов.

В следующий мегахрон — в дейтерогее (3,3—1,7 млрд. лет назад) строение коры и процессы в ней изменились сравнительно мало. Все же можно определенно говорить о некотором снижении геотермического градиента (до величины несколько менее 100 °С на 1 км) и, следовательно, о некотором увеличении толщины коры (до 15—17 км). Следует также отметить и определенное ослабление тектонических процессов, что выразилось прежде всего в локализации зон интенсивного прогибания в отдельные трюги. Земная кора имела гранитный состав. Такая гранитная кора несомненно охватывала весь земной шар.

В следующую стадию — в неогее на фоне более значительного снижения температуры происходил значительный рост толщины коры (погружение границы М за счет серпентинизации верхних горизонтов мантии). К концу палеозоя земная кора платформ достигла мощности, характерной сегодня для внутренних районов континентов. Добавим, что кора неогее состояла из двух основных типов: 1) платформенного и 2) геосинклинального. Кора геосинклинального типа на всю ее мощность была сложена осадочно-метаморфическими породами.

Таким образом, значительное утолщение коры Земли, проходившее в течение неогее, осуществлялось двумя путями: под платформами — в результате смещения границы М, сопровождавшегося наращиванием коры за счет разуплотнения (серпентинизации) мантии; под геосинклиналями — в процессе накопления осадков, которые вследствие постепенного охлаждения Земли могли сохраняться на все больших глубинах, не преобразуясь в материал мантии. В результате возникла мощная (30—50 км) кора платформ и геосинклиналей.

С начала мезозоя наступает следующая стадия в эволюции коры. Благодаря разогреву верхов мантии в отдельных регионах Земли происходит повышение температуры на границе М. Вследствие этого начинается десерпентинизация коры платформ. Это приводит и к утонению коры. В тех местах, где десерпентинизация прошла полностью (океанические котловины), древняя граница М, существовавшая в архее — раннем протерозое, вновь становится границей М. Те участки современной континентальной коры, которые на всю мощность сложены осадочно-метаморфическими породами, не океанизируются и выступают среди тонкой океанической

коры в виде утолщений (срединно-океанические хребты, «микроконтиненты» и т. д.).

Итак, в истории Земли следует выделить три важнейших этапа в эволюции коры, для каждого из которых характерна кора определенного состава и мощности.

1. В протогее и дейтерогее (т. е. в архее и раннем протерозое) на всем земном шаре была тонкая 10—17-километровая кора преимущественно гранитного состава.

2. В неогее произошли два важных события: а) кора увеличилась в своей мощности; б) возникло разделение земной коры на геосинклинальную и платформенную.

3. В мезозое наступил последний этап в эволюции коры (эпинеогей). Он начался с подъема границы М под платформами, иногда до того же рубежа, на котором в раннем протерозое находилась граница М. Важнейшими особенностями, которые со временем станут характерными для эпинеогей, будет тонкая кора под платформами (океаны) и мощная под геосинклинально-складчатыми поясами.

### **Влияние процессов на границе М на магматические явления**

Представления о причинах магматических явлений, развивавшиеся в те или иные годы, всегда опирались на существовавшие взгляды о строении земной коры. В те времена, когда господствовала гипотеза контракции, рассматривавшая земную кору как сжимающуюся твердую пленку на расплавленном шаре, источником магм считался жидкий подкорковый субстрат. Позже, когда стало ясно, что недра Земли, включая мантию, находятся в твердом состоянии, источником магм стали считать зоны частичного плавления, расположенные как в коре, так и в мантии. Сейчас, когда мы выдвигаем в качестве ведущего механизма тектогенеза смещение границы М вверх и вниз по разрезу Земли, природа магматических явлений может быть рассмотрена под новым углом зрения.

Что касается генезиса ультраосновных и основных магм, то здесь мы придерживаемся достаточно распространенной сейчас концепции об их образовании в результате выплавления из ультраосновной мантии. Очагами магнообразования служат, по всей вероятности, зоны пониженных скоростей, фиксированные в мантии на глубинах до 150—200 км. Как было показано С. А. Федотовым на примере Толбачикского трещинного извержения, поднимающиеся магмы создают на своем пути промежуточные очаги, где происходит ее дальнейшая дифференциация. Эти магмы достигают земной коры и локализуются в ней в виде интрузий или изливаются на ее поверхность. Таким образом, формирование ультраосновных и основных лав непосредственно не связано с процессами на границе М, хотя косвенно основной магматизм может привести к изменению ее высотного положения. Это выражается в том, что внедрение основных лав в земную кору приводит к ее утяжелению и к опусканию. Соответственно погружается и нижняя поверхность

земной коры — граница М. Однако следует отметить, что амплитуда таких опусканий сравнительно невелика — первые километры.

Значительно большую роль магматические явления играют в смещении границы М при формировании высокогорных массивов. Выше было показано, что смещение границы М под Памиром на глубине 70—80 км возможно лишь в результате возникновения на этих глубинах зоны частичного плавления мантийных пород. Граница М в данном случае является нижней поверхностью слоя частичного плавления.

В формировании кислых (гранитных) магм роль процессов, происходящих на границе М, является определяющей. Как известно, «пространственные и временные соотношения между складчатостью и гранитоидным магматизмом приводят к выводу об их независимости друг от друга» [13, с. 70]. Кислый гранитоидный магматизм проявился на Земле по крайней мере с рубежа 3,5 млрд. лет, когда еще не существовало геосинклинальных складчатых поясов. Изучение архейских комплексов показывает, что существовала следующая последовательность развития в них метаморфических и магматических процессов — осадочные и вулканические толщи первоначально были погружены на большие глубины и прошли фазу прогрессивного метаморфизма, преобразовавшись в кордиерит-плагиоклазовые или амфибол-плагиоклазовые гнейсы и гранулиты, а затем эти породы были гранитизированы. Основной вопрос, который здесь возникает, — откуда взялись гранитизирующие элементы, ибо повышения температуры и давления недостаточно для развития гранитизации в тех широких масштабах, какая фиксируется практически во всех архейских толщах. В поисках ответа на этот сложный вопрос нередко прибегают к гипотезе мантийных сквозьмагматических растворов. Однако крайне низкое содержание в мантии гранитизирующих элементов, и прежде всего калия, делает эту гипотезу малодоказуемой.

Проведенное нами исследование природы границы М позволяет предложить иной механизм накопления в земной коре гранитизирующих элементов. Таким механизмом было погружение материка земной коры ниже границы М. Как свидетельствуют геологические наблюдения, в пределах архейских массивов распространены мощнейшие толщи пород, характеризующихся фациальной выдержанностью на больших площадях, отсутствием несогласий и признаков формирования грубообломочных фаций. Эти породы, первоначально представлявшие осадочные и вулканические образования, прошли региональный метаморфизм в амфиболитовой и гранулитовой фациях. При длительном погружении (на глубину 10—15 км) в условиях высокого геотермического градиента нижние горизонты этих осадочно-вулканических серий опускались до раздела М, т. е. до рубежа, где имеет место переход метаморфических толщ из гранулитовой в эклогитовую фазию метаморфизма. Преобразование опускающихся пород коры в эклогиты сопровождалось выносом значительных объемов гранитизирующих элементов, у которых был только один путь миграции — вверх [21]. Еще

раньше (на стадии образования гранулитов) породы коры теряли воду. Таким образом, начавшееся еще в архее погружение осадков в мантию Земли сопровождалось встречным движением вверх фронта воды, а за ним фронта гранитизирующих элементов (кремнезема, щелочей, радиоактивных элементов). Все эти высвободившиеся при гранулитизации и эклогитизации химические элементы накапливались в коре, подчиняясь существовавшему там температурному режиму. Накопление радиоактивных элементов в коре способствовало подъему температуры в опускающейся массе метаморфических пород и приводило к формированию в коре очагов гранитообразования. Гранитизация как процесс более поздний по отношению к прогрессивному метаморфизму накладывалась на высокометаморфизированные толщи и приводила к частичной или полной переработке их в граниты. Впоследствии эти гранитизированные породы были приподняты, подверглись размыву и оказались на дневной поверхности.

Таким образом, с начала существования земной коры граница М выполняла роль одностороннего фильтра — она не пропускала гранитизирующие элементы обратно в мантию Земли и тем способствовала быстрому накоплению их в коре.

Чем мощнее шел на поверхности Земли процесс накопления вулканических и осадочных толщ, тем больше выделялось в кору гранитизирующих элементов. Таким образом, процесс гранитизации коры не обязательно должен быть связан с геосинклинальным процессом. Гранитообразование началось задолго до образования геосинклинальных поясов, но не закончилось, когда они возникли.

Этап прогибания (и эклогитизации) и этап гранитообразования обычно разделены во времени. Это вызвано тем, что для формирования крупных гранитных тел необходима концентрация больших объемов гранитизирующих элементов и повышение температуры, а для этого требуется время.

Процесс сепарирования на границе М гранитизирующих элементов не является единственным источником магматических явлений в земной коре. Он дополняется продуктами основной и ультраосновной магм, поступающими из мантии. В случае смещения этих двух магматических процессов мы наблюдаем гибридные магматические породы, что, например, характерно для вулканических поясов (Монголо-Охотского и др.).

Ведущая роль границы М при формировании кислых магм обязательно должна учитываться в теории магматических явлений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Граница М является единственной повсеместно развитой общепланетарной границей, на которой происходит резкая смена физических свойств во внешней зоне Земли. За семьдесят лет, прошедших со времени ее обнаружения, граница эта достаточно подробно исследована сейсмическими методами. Ее сейсмические свойства определяются скачком скорости на этой границе от 6,8—7,3 до 7,8—8,3 км/с. Она характеризуется статистически стабильными ( $8,11 \pm 0,22$ ) значениями граничной скорости. С ней связаны наиболее выразительные, легко опознаваемые на сейсмограммах сейсмические волны — отраженные докритические, отраженные закрытические, преломленные (слаборефрагированные), обменные.

Обнаружено, что под геологическими структурами с разной историей сейсмические свойства границы М меняются. На одних участках граница М является хорошей отражающей поверхностью и на ней не образуются или образуются очень слабые преломленные (слаборефрагированные) волны, на других — только преломляющей, на третьих — и отражающей и преломляющей. Есть районы, где граница М является четкой границей обмена волн, а в других местах обменные волны маловыразительны. Эти особенности волн зависят от типа среды в зоне границы М, что позволяет предложить несколько сейсмических моделей этой границы.

Сейсмические свойства границы М определяются несколькими факторами: общим «скоростным весом» коры, скоростью в слое, непосредственно залегающем над границей М, скоростью ниже границы М и ее градиентом и наличием переходной зоны, залегающей на мантийной оболочке. Все эти факторы определяют выразительность волн, возникающих в зоне перехода от коры к верхней мантии. Анализ динамических особенностей этих волн показал, что характер перехода кора — мантия различен в разных геологических структурах и, вероятно, связан с историей развития этих структур. Наиболее сложную и мощную переходную зону можно предположить в пределах древних щитов. Здесь вероятен меньший скачок скорости на границе М и незначительный градиент ниже этой границы. Резкость границы М возрастает в молодых альпийских структурах, одновременно уменьшаются общий «скоростной вес» коры и мощность переходной зоны; нарушенность границы увеличивается.

В недрах Земли изостазия может осуществляться на разных уровнях, с разной скоростью и в силу разных причин. Наиболее глубоко расположен уровень компенсации  $P_M$ -равновесия. Точно определить его глубину невозможно, однако согласно расчетам это глубины 100 км и более. Выше, на уровне средней и нижней частей коры осуществляется  $P_K$ -равновесие. С помощью его про-

исходят опускание и поднятие коры, вызванные дополнительным весом льда материковых оледенений и снятием этой нагрузки при его таянии. Равновесие осуществляется за счет перетекания материала в коре платформ. Наконец,  $P_{oc}$ -равновесие связано с процессами в осадочном слое. Так образуются зоны современных опусканий вследствие откачки из недр воды, нефти, газа.

А-равновесие, в отличие от Р-равновесия, осуществляется не путем перетекания материала, а в виде перемещения границы М вверх или вниз. Причем А-равновесие это не только сумма механических перемещений вещества по ту или другую сторону границы М, но и сложный комплекс явлений, в котором существенную роль играют физико-химические превращения на границе М. Эти процессы могут не только нарушать равновесие, но и способствовать восстановлению его.

Оценка изостатического состояния земной коры по сейсмическим профилям показала, что на уровне границы М осуществляется равновесие (изостазия) и подавляющее большинство структур земной коры находится, в пределах точности расчетов, в состоянии равновесия коры. Изостатическая форма развития коры реализуется путем соотношения вещественных изменений в верхней и нижней частях коры. Изменения в верхней части коры (разрушение или накопление отложений) обусловлены движениями земной коры; вещественные же изменения в нижней части коры вызваны физико-химическими превращениями на границе М.

Совместный анализ сейсмических свойств границы М и историко-геологических данных о ее смещении привел авторов к выводу о том, что под разными структурами геологическая природа границы М различна. На континентах под древними платформами граница М служит рубежом, разделяющим серпентинизированные гипербазиты (вверху) и нормальные внизу. Глубина ее определяется температурой, при которой начинается серпентинизация ( $\sim 450$  °С). Под складчатыми зонами, прошедшими длительный путь геосинклиналиного развития, граница М скорее всего является рубежом пород гранулитовой фации метаморфизма (вверху) и эклогитовой (внизу). В океанах граница М также имеет различную геологическую природу. Авторы книги рассматривают океаны как вторичные образования, возникшие в результате переработки (океанизации) континентальной коры. Изложены три различных глубинных механизма, приводящих к подъему границы М и формированию океанической впадины на месте континентов. Господствующим процессом образования океанов является процесс десерпентинизации гипербазитов, а граница М под океанами есть рубеж обводненных гипербазитов вверху и десерпентинизированных внизу. Многократно установленный факт резкого утонения коры под глубоководными участками океанов указывает на то, что десерпентинизация низов коры завершилась там полностью и граница М поднялась вплоть до верхнего (осадочно-метаморфического) слоя былой континентальной коры платформы. В этом случае граница М разделяет высокометаморфизованные архейские

породы сверху и десерпентинизированные гипербазиты внизу. Если процесс океанизации происходил в результате механизма деградитизации низов коры, граница М разделяет метаморфические породы, которые ниже нее полностью деградитизированы. За границу М под океаническим дном могут быть приняты и относительно тонкие прослои высокоскоростных пород, образующиеся вследствие магматического замещения основным и ультраосновным материалом пород бывшей континентальной коры.

Влияние мантии на земную кору и на процессы на границе М проявляется в возникновении в ней зон частичного плавления пород. Это приводит к изливаю лав на поверхность, внедрению магм в кору, метамагматическому замещению пород коры. Кроме того, это способствует подъему температуры на рубеже кора — мантия, что вызывает смещение границы М вверх. Частичное плавление мантии создает в ней зоны разуплотнения, что отражается в антизостатическом подъеме всей земной коры и формировании на земной поверхности горного рельефа. В мантии возникают антизостатические движения, приводящие к опусканию, когда формируются прогибы первого типа развития (геосинклинальные). Такие движения образуются вследствие уплотнения пород в зоне глубинного разлома за счет дегазации мантии.

Граница М выполняет роль фильтра при погружении материала коры в мантию Земли. Она задерживает гранитизирующие элементы в коре и тем способствует их накоплению.

Таким образом, физико-химические процессы на границе М являются определяющими в геодинамике. Граница М выполняет роль регулятора, преобразуя те импульсы, которые поступают из мантии Земли. Главными причинами смещения границы Мохоравичича являются изменение температуры и поступление к границе М и в кору продуктов дегазации мантии.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемов М. Е.* Некоторые результаты и проблемы изучения изостази.— В кн.: Изостазия. М., 1973, с. 3—11.
2. *Артюшков Е. В.* Об установлении изостатического равновесия земной коры.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1, с. 3—16.
3. *Архангельский А. Д.* Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1954. Т. II.
4. *Винник Л. П.* Исследования мантии Земли сейсмическими методами. М., Наука, 1976.
5. *Годин Ю. Н.* Сейсмические исследования земной коры, проведенные ВНИИгеофизикой на Русской платформе и в Средней Азии в 1956—1960 гг.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., 1962, с. 66—76.
6. *Гизе П.* Горизонтальная неоднородность земной коры в зонах коллизии.— В кн.: Исследование литосферы и астеносферы на длинных профилях ГСЗ. М., 1980, с. 61—78.
7. *Глубинный разрез земной коры Центральной Карелии и его сейсмическая модель*/И. В. Литвиненко и др.— Зап. Лен. горн. ин-та. 1981, № 89, с. 12—17.
8. *Гутенберг Б.* Физика земных недр. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
9. *Давыдова Н. И.* Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. М., Наука, 1977.
10. *Дели Р. А.* Изверженные горные породы. Л.—М., ОНТИ, 1936.
11. *Краснопевцева Г. В., Резанов И. А.* Особенности волновой картины, связанной с границей Мохоровичича на Кавказе.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 10, с. 151—152.
12. *Крутиховская З. А.* Проблемы создания магнитной модели земной коры древних щитов.— Геофиз. сб. АН УССР, 1976, вып. 73, с. 3—29.
13. *Кузнецов Ю. А., Янишин А. Л.* Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 65—78.
14. *Лоссовский Е. К.* Суммарные многократные волны и проблема надежности сейсмогеологических построений в ГСЗ (докритическая область). Киев, Наукова думка, 1974.
15. *Модели земной коры и границы М./Н. И. Давыдова и др.*— Геофиз. сб. АН УССР, 1963, вып. 51, с. 49—65.
16. *Москалева С. В.* Гипербазиты и их хромитоносность. Л., Недра, 1974.
17. *Никонов А. А.* Голоценовые и современные движения земной коры. М., Наука, 1977.
18. *Пейве А. В., Трифионов В. Г.* Мобилизм и тектоническая расслоенность литосферы.— Природа, 1981, № 8, с. 2—12.
19. *Померанцева И. В., Мозоженко А. Н., Барскова Л. П.* Модели земной коры, полученные по данным станций «Земля» на территории некоторых разновозрастных платформ, платформенных впадин и передовых прогибов.— В кн.: Глубинное строение земной коры. М., 1975, с. 49—60.
20. *Природа сейсмических границ в земной коре.* М., Наука, 1971.
21. *Резанов И. А.* Круговорот вещества между корой и мантией как механизм образования гранитного слоя.— Бюл. МОИП. Отд. геологии, 1975, № 6, с. 16—28.
22. *Резанов И. А.* Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры. М., Недра, 1980.
23. *Резанов И. А., Шевченко В. И.* Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М., Недра, 1978.
24. *Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР.* М., Наука, 1980.
25. *Сейсмические свойства границы Мохоровичича.* М., Наука, 1972.

26. *Скоростные разрезы верхней мантии по материалам ГСЗ на суше/* А. В. Егоркин и др. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 7, с. 27—41.
27. *Совместная интерпретация данных гравиметрии и глубинных сейсмических зондирований/* А. В. Егоркин и др. — Прикладная геофизика, 1977, вып. 88, с. 111—118.
28. *Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии).* Киев, Наукова думка, 1975.
29. *Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований.* Киев, Наукова думка, 1980.
30. *Файтельсон А. Ш.* К вопросу о развитии земной коры и изостазии. — Сов. геол., 1963, № 11, с. 3—13.
31. *Файтельсон А. Ш.* О состоянии земной коры некоторых районов юга СССР. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 7, с. 3—10.
32. *Федотов С. А.* О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10, с. 5—23.
33. *Червени В. Ф., Епинатьева Е. М.* Амплитуды отраженных волн и головных волн при слоистой покрывающей толще. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1968, № 3, с. 19—32.
34. *Шатский Н. С.* Избранные труды. М., Наука, 1964. Т. II.
35. *Шор Д. Г., Райт Р. К.* Кора и верхняя мантия Тихого океана и Индийского океана по данным ГСЗ. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 180—185.
36. *Юров Ю. Г.* Строение земной коры на Кавказе и изостазия. — Сов. геол., 1963, № 9, с. 113—118.
37. *Юров Ю. Г., Ефимкина З. Н.* Результаты сопоставления данных ГСЗ и гравиметрии. — В кн.: Изостазия. М., 1973, с. 53—67.
38. *Behrens J., Dresen L., Waniek L.* Investigation on two-seismic tent-models and three-dimensional. — Commun. observ. Roy. Belg. Ser. geophys., 1971, N 101, p. 160—165.
39. *Braile L. W., Smith R. B.* Guide to the interpretation of crustal refraction profiles. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, 40, N 2, p. 145—176.
40. *Dohr G. P., Meissner R.* Deep crustal reflections in Europe. — Geophysics, 1975, 40, N 1, p. 25—39.
41. *Explosion seismology in Central Europe. Data and result.* Edt. Giese, Prodehl, Stein. Berlin e. a., Springer, 1976.
42. *Giese P.* The special structure of the PMP travel time curve. — Z. Geophys., 1972, 38, N 3, p. 395—405.
43. *Hirn A., Steinmentz L., Kind R., Fuchs K.* Long range profiles in Western Europe. II. Fine structure of the lower lithosphere in France (Southern Bretagne). — Z. Geophys., 1973, 39, N 3, p. 363—384.
44. *Jacob A. W. B., Booth D. C.* Observation of PS reflections from the Moho. — J. Geophys. Res., 1977, 43, N 4, p. 687—692.
45. *Meissner R.* The „Moho“ as a transition zone. — Geophys. Surv., 1973, 1, N 2, p. 195—216.
46. *Nercessian A., Hirn A.* Identification of 3D bodies by Moho reflected waves application to the Mont Dore area. — Adv. Eur. Geotherm. Res. Proc. 2nd Int. Semin. Results EC Geotherm. Energy Res., Strasbourg, 1980. Dordrecht e. a., 1980, p. 622—631.
47. *Orcutt J. A., Dorman L. M.* An oceanic long range explosion experiment. A preliminary report. — J. Geophys. Res., 1977, 43, N 1—2, p. 257—263.
48. *Polshkov M. K., Bulin N. K., Stcherbakova B. E.* Crustal investigation of the USSR by means of earthquake-generated converted wave. — Tectonophysics, 1973, 20, N 1—4, p. 57—66.
49. *Spudich P., Orcutt J.* A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust. — Rev. Geophys. and Space Phys., 1980, 18, N 3, p. 627—645.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

|   |            |
|---|------------|
| Предисловие . . . . .   | 3          |
| <b>История проблемы . . . . .</b>   | <b>4</b>   |
| Ранние представления о земной коре . . . . .  | 4          |
| Учение об изостазии как основа геофизической концепции о земной коре . . . . .  | 6          |
| Эволюция представлений о сейсмической модели земной коры . . . . .  | 11         |
| История взглядов о геологической интерпретации изостатической и сейсмической моделей земной коры и границы Мохоровичича . . . . . | 18         |
| <b>Физические условия смещения границы Мохоровичича . . . . .</b>   | <b>30</b>  |
| Строение, состав и вероятные процессы в литосфере ниже границы Мохоровичича . . . . .   | 30         |
| Неоднородность строения верхнего слоя мантии по данным глубинного сейсмического зондирования . . . . .                            | 30         |
| О строении более глубоких горизонтов верхней мантии . . . . .   | 31         |
| Три типа верхней мантии Земли и влияние каждого из них на движение земной коры . . . . .  | 37         |
| Об астеносферном слое и природе гляциоизостазии . . . . .   | 42         |
| О минеральном составе верхней мантии . . . . .  | 47         |
| Изостазия и ее роль в выяснении природы границы Мохоровичича . . . . .  | 48         |
| Пути реализации равновесия . . . . .  | 49         |
| Два аспекта изучения изостазии . . . . .  | 51         |
| Уравнение строения земной коры . . . . .  | 53         |
| Два типа развития земной коры . . . . .   | 53         |
| Определение типа и направленности развития геологических структур . . . . .   | 55         |
| Примеры оценки изостатического состояния коры по профилям ГСЗ . . . . .   | 57         |
| Классификация структур по типам развития . . . . .  | 60         |
| Связь границы Мохоровичича с физическими полями . . . . .   | 62         |
| Связь рельефа границы М с гравитационным полем . . . . .  | 62         |
| Соотношение между тепловым полем и рельефом границы М . . . . .   | 63         |
| Электрическая проводимость в низах коры и в верхах мантии . . . . .   | 65         |
| Связь типов развития коры с геофизическими параметрами . . . . .  | 67         |
| Физические условия смещения границы М . . . . .   | 71         |
| <b>Строение границы Мохоровичича по сейсмическим данным . . . . .</b>   | <b>77</b>  |
| Характеристика сейсмических волн от границы Мохоровичича . . . . .  | 77         |
| Связь динамики сейсмических волн от границы Мохоровичича с геологическим строением . . . . .                                      | 89         |
| Диагностические признаки волн, характеризующих модели границы М . . . . .   | 90         |
| Модели перехода кора—мантия по данным интерпретации экспериментальных материалов . . . . .  | 95         |
| Латеральная изменчивость динамических особенностей волн, возникших на границе М . . . . .   | 98         |
| Характер изменения скорости на границе Мохоровичича . . . . .   | 111        |
| Рельеф границы Мохоровичича и его связь с геологической историей . . . . .  | 116        |
| Схемы рельефа границы М . . . . .   | 116        |
| Граница М и глубинные разломы . . . . .   | 131        |
| Смещение границы М в процессе тектогенеза . . . . .   | 134        |
| Сейсмические модели зоны перехода от земной коры к верхней мантии . . . . .   | 138        |
| <b>О геологическом происхождении границы Мохоровичича . . . . .</b>   | <b>143</b> |
| Строение, состав и эволюция коры, расположенной выше границы Мохоровичича . . . . .   | 143        |

|  |     |
|--|-----|
| Кора платформ . . . . .  | 143 |
| Кора геосинклинальных складчатых поясов . . . . .  | 148 |
| Кора океанических котловин . . . . .   | 151 |
| Кора срединно-океанических хребтов . . . . .   | 155 |
| Геологическая интерпретация границы Мохоровичича под континентами  | 156 |
| Природа границы М под геосинклинальными прогибами . . . . .  | 157 |
| Природа границы М под платформами . . . . .  | 159 |
| О процессах на границе М под неотектоническими поднятиями . . . . .  | 160 |
| Природа границы Мохоровичича под океанами . . . . .  | 162 |
| Океанизация в результате десерпентинизации пород коры . . . . .  | 164 |
| Океанизация в результате дегранитизации низов коры . . . . .   | 163 |
| Магматическое замещение как механизм океанизации континентальной коры . . . . .  | 169 |
| Происхождение глубоководных впадин Охотского и Японского морей как пример смещения границы М . . . . .                       | 182 |
| Некоторые общие закономерности строения и развития земной коры, вытекающие из анализа природы границы Мохоровичича . . . . . | 189 |
| Геологическая природа границы М . . . . .  | 189 |
| Древние границы М . . . . .  | 194 |
| О гранито-гнейсовой оболочке Земли . . . . .   | 200 |
| Об основных этапах эволюции земной коры . . . . .  | 207 |
| Влияние процессов на границе М на магматические явления . . . . .  | 210 |
| Заключение . . . . .   | 213 |
| Список литературы . . . . .  | 216 |

ИГОРЬ АЛЕКСАНДРОВИЧ РЕЗАНОВ  
АРФИЙ ШОЛОМОВИЧ ФАЙТЕЛЬСОН  
ГАЛИНА ВАСИЛЬЕВНА КРАСНОПЕВЦЕВА

ПРИРОДА ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА

Редактор издательства Е. К. Семилеткова  
Обложка художника О. П. Калинина  
Технический редактор Н. С. Гришанова  
Корректор А. Д. Шульц  
ИБ № 4572

---

Сдано в набор 06.03.84. Подписано в печать 23.07.84. Т-12193. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 13,75.  
Усл. кр.-отт. 14,00. Уч.-изд. л. 15,8. Тираж 1000 экз. Заказ № 973/8600—1. Цена 2 р. 40 к.

---

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

2р.40к.

3

4462

НЕДРА