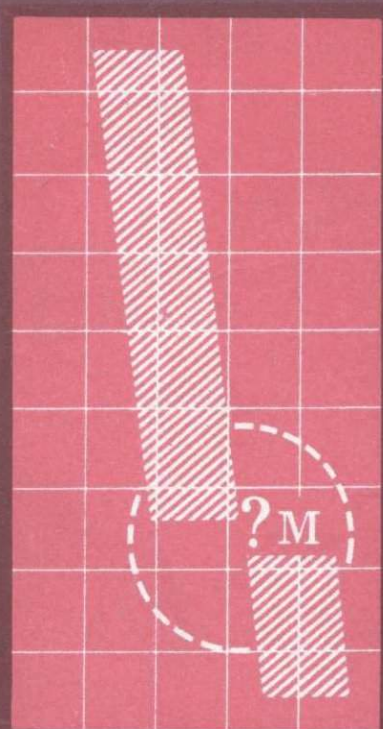


Ю. В. Тулина, Г. А. Ярошевская

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ



Методика
анализа
и интерпретации
сейсмических
волновых
полей



Издательство • Наука •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О. Ю. ШМИДТА

550.34

Ю. В. Тулина, Г. А. Ярошевская

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Методика анализа и интерпретации
сейсмических волновых полей



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА · МОСКВА 1976



2692

Внутренняя структура земной коры. Методика анализа и интерпретации сейсмических волновых полей. Тулина Ю.В., Ярошевская Г.А. М., "Наука", 1976 г., 1-136

Книга содержит два раздела, первый из которых посвящен сравнительному анализу волновых полей, полученных при региональных исследованиях методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) на обширной территории Дальневосточной переходной зоны, Курило-Камчатской и Алеутской систем островная дуга-глубоководный желоб и примыкающих к ним частей океанического вала и плато. На новом уровне проведено районирование территории по типам так называемых "нормальных волновых полей" и зон их сочленения, дан анализ физической природы волн от границы Мохоровичича на разных участках и проинтерпретированы материалы по Курило-Камчатской системе. Полученные результаты обсуждаются в свете данных других методов и гипотез о направленности развития переходной зоны.

Во втором разделе изложены результаты интерпретации материалов ГСЗ, полученных в пределах континентального типа коры, на профилях в Западном Узбекистане. Выполнен детальный анализ параметров волнового поля в области регистрации докритических и критических глубинных отражений.

На основании сопоставления с данными теоретических расчетов динамики волн сделан вывод о слоистой структуре нижней части земной коры.

Книга представляет интерес для специалистов геофизиков, геологов, сейсмологов, занимающихся региональными исследованиями.

Таблиц 7, иллюстраций 57, библиогр. 254 назв.

Ответственный редактор

доктор физ.-мат. наук И.П. КОСМИНСКАЯ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемой читателям книге затронуты одновременно проблемы геофизических результатов изучения земной коры и методических разработок глубинного сейсмического зондирования. Так как ценность первых ясна, мы хотели бы сосредоточить внимание на методических вопросах, значение которых нередко требует специального объяснения.

Развитие методики наблюдений и теории интерпретации сопровождается накоплением сейсмических данных о структуре коры и верхов мантии. Необходимость изучения все больших глубин и все больших деталей среды порождает множество различных модификаций сейсмических наблюдений, основанных на регистрации разных типов волн. Увязка результатов экспериментальных данных по мере повышения требований к их точности становится все более сложной задачей, решение которой часто невозможно только на основании разрезов. Нередко требуется повторный анализ первичных материалов, т.е. всей совокупности полученных сейсмических записей.

Эта ситуация была бы крайне безнадежной, если бы советская школа сейсмологов, начиная с Г.А. Гамбурцева, не пыталась создать специальные качественные и количественные методы анализа волновых полей, основанные на разработке особых критериев для выделения доминирующих компонент поля, свойства которых затем кладутся в основу районирования исследуемых территорий по типам наблюдаемых сейсмических полей.

Первая часть работы, написанная Ю.В. Тулиной, посвящена в основном развитию этого направления. В ней уточняются характеристики нормальных волновых полей для коры разных типов — материкового, океанического и переходных — и заново анализируются особенности полей в зонах их сочленения.

В методическом плане этот раздел представляет особый интерес, так как он богато иллюстрирован сейсмическими записями, которые смогут войти в учебные пособия по структурной сейсмологии.

В результативном плане работа Ю.В. Тулиной интересна с позиций реализации результатов анализа волновых полей в виде структурных построений для Курило-Камчатской системы дуга — желоб. Здесь автор существенно расширяет рамки прежних представлений, разрабатывая методику трассирования планетарных разломов вдоль всей Курило-Камчатской системы.

В первой части книги приведено также сравнение сейсмических данных с другими геофизическими данными, что хорошо поддерживает разрабатываемые автором принципы структурного сейсмического районирования и имеет, безусловно, самостоятельный геофизический интерес.

Вторая часть книги, написанная Г.А. Ярошевской, посвящена изучению тонкой структуры сейсмических границ, определяющих ту часть поля, которая образует его доминирующие компоненты. Эта задача решалась на материале Узбекистана. Сразу может показаться, что она мало связана с первой частью. Однако если абстрагироваться от названия регионов и рассмотреть суть разделов второй части, то можно видеть, что она касается тех же общих вопросов анализа структуры земной коры, изучающейся здесь по характеру отра-

женных волн в докритической области. В этой части изложен анализ теоретических и экспериментальных данных о динамике глубинных отражений волн, составлена сводка моделей среды для зоны перехода от земной коры к верхней мантии. Как известно, анализ этой зоны в настоящее время привлекает внимание геофизиков всех стран в связи с задачами геодинамического проекта.

Новые, более детальные сейсмические наблюдения на длинных профилях преломленных волн указывают на сложную структуру как низов коры, так и верхов мантии, которую можно расшифровать только при условии совокупности данных об общих скоростных свойствах всей коры по записям преломленных волн и о ее тонких особенностях по записям докритических отражений. В заключении показано, какие именно параметры волнового поля позволяют определить структуру самой границы или зоны перехода.

Итак, несмотря на кажущуюся независимость двух частей книги, в методическом плане они по существу продолжают одна другую. В первой — рассмотрено сейсмическое волновое поле в целом и общие черты его доминирующих компонент — волн и групп волн. Дана структурная интерпретация этих особенностей для переходной зоны от континента к океану, для которой характерно существование блоков с корой разных типов и наличие достаточно четких областей их сочленения. Во второй части приведен дальнейший детальный анализ уже только отдельных компонент сейсмического поля — докритических отраженных волн, структурно соответствующих в разрезе земной коры отдельным границам и, в частности, границе М.

Мы надеемся, что книга будет с интересом прочитана геофизиками и геологами, которые найдут здесь полезные и новые сведения по методике ГСЗ и структуре земной коры Курило-Камчатской переходной зоны и некоторых районов Западного Узбекистана.

И.П. Косминская

**ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ РАЗНЫХ ТИПОВ И УЧАСТКОВ ИХ СОЧЛЕНЕНИЯ
НА ПРИМЕРЕ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ**

Изучению волновых полей земной коры различных типов, зарегистрированных в разных регионах земного шара, посвящена обширная литература.

В настоящей работе на примере лишь одного региона, а именно переходной зоны между Азиатским континентом и Тихим океаном, содержащей все или почти все типы земной коры, показано, в чем заключаются основные черты каждого типа, какие изменения претерпевает волновое поле при переходе от одного типа к другому, насколько типичны сами такие изменения, как быстро они происходят в пространстве, а также рассмотрен вопрос — можно ли высказать какие-либо соображения об их изменениях во времени.

Область исследований включает край Азиатского континента, прилегающие к нему Японское, Охотское и Берингово окраинные моря, Курило-Камчатскую и Алеутскую системы островной дуга — глубоководный желоб и примыкающие к последним участки океанического вала и океанического плато.

Работа основана на материалах глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), полученных Институтом физики Земли АН СССР совместно с другими организациями в указанной области в течение 1957—1967 гг. под руководством Е.И. Гальперина, И.П. Косминой, С.М. Зверева, М.Х. Лившица и др. и опубликованных в ряде монографий и в многочисленных статьях с участием автора. При написании этой работы все материалы были пересмотрены заново, с использованием новых подходов, базирующихся на достижениях последних лет в изучении глубинных недр морей и океанов и на результатах новых методических разработок.

Рассмотрение проводится в двух аспектах: 1) общего обзора всех полученных в зоне материалов с целью выявления характерных черт волнового поля для каждого типа земной коры и 2) детального изучения и интерпретации материалов в одной из зон их сочленения с целью выяснения структурных особенностей сейсмического разреза на стыках разных типов.

В плане первого аспекта систематизируются волновые поля по всей области исследования (гл. I, 1), в результате чего выделяются участки с достаточно простыми, названными в работе нормальными или типовыми, волновыми полями и зоны их сочленения со сложными полями. Нормальные волновые поля, как следует из приведенного в работе обзора, представляют собой самостоятельные геофизические характеристики структур. Эти характеристики могут использоваться наряду с морфологическими, тектоническими, гравитационными и прочими для сравнительного изучения и районирования больших территорий по типам их глубинного строения еще до проведения количественной интерпретации материалов и независимо от нее. Более того, сейсмические волновые поля, как показывает сопоставление с другими данными (гл. I, 4), могут анализироваться при обсуждении возможных глубинных процессов в наиболее активных местах зоны.

В плане второго аспекта рассматривается Курило-Камчатская система островной дуга — глубоководный желоб, представляющая собой область со-

членения океанической структуры коры и ее волнового поля со структурами и волновыми полями переходных типов окраинного Охотского моря и Камчатки (гл. I, 3). Полученное здесь волновое поле изучается на примере одного профиля, пройденного у Восточной Камчатки. Интерпретация материалов по профилю проводится способами, разработанными для головных волн. Для доказательства правомочности применения этих способов предварительно показывается на основе изучения структуры групп волн и характера их прослеживания в пределах всей переходной зоны (гл. I, 1) и сопоставления замеченных особенностей с соответствующими данными теоретических и модельных исследований разных авторов (гл. I, 2), что регистрируемые в сложной Курило-Камчатской области волны, во-первых, являются в основном препомпненными, во-вторых, обладают рядом признаков, характерных для так называемых интерференционных головных волн.

Выявленные на прикамчатском профиле закономерности строения трассируются с помощью характерных особенностей волнового поля вдоль всей Курило-Камчатской системы и сопоставляются с результатами по аналогичным системам для других переходных зон подобного типа.

Полученные результаты изучения волновых полей и глубинного строения обсуждаются в свете данных других методов и некоторых представлений о наиболее вероятных в переходной зоне глубинных процессах и направленности развития зоны (гл. I, 4).

Так как основное внимание при анализе всех фактических материалов, приведенных в этой части книги, уделяется сравнению и трассированию вдоль определенных направлений и по площади особенностей волновых полей, а не абсолютным результатам количественной интерпретации, для которой эти материалы не всегда достаточны, важным иллюстративным материалом в работе являются сейсмограммы. Их приводится сравнительно много, и они позволяют судить о степени однозначности отнесения каждой рассмотренной области к тому или иному типу структур и о представительности такого типа.

Глава I.1

НОРМАЛЬНЫЕ ВОЛНОВЫЕ ПОЛЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ. ФИЗИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ВОЛН P^m В КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ

Дальневосточная переходная зона включает область между Азиатским континентом и Тихим океаном в границах окраинного вулканогенного пояса материка на западе и краевого вала океана на востоке. Материалы ГСЗ, полученные для этой области (Строение земной коры..., 1964; Суворов и др., 1968; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; Алексеев и др., 1972; Тулина, Зверев, Красильщикова, 1972; Попов и др., 1972; Потапов и др., 1972; Утнасин, 1974, и др.), представляют значительный вклад в общую геолого-геофизическую систематику структур земной коры, интенсивно разрабатываемую в последние 15-20 лет рядом авторов (Кропоткин, 1956, Аверьянов и др., 1962; Милановский, Хаин, 1962; Косминская, 1963; 1964а; 1968; Гурарий, Соловьева, 1963; Удинцев, Яншин, 1968; Беляевский, 1969; Милашин, 1971, и др.) и позволившую на современном этапе вплотную подойти к вопросу об эволюции верхних оболочек земли (Белоусов, 1966; 1968; Субботин, 1962, Субботин и др., 1971; Сорохтин и др., 1971; Дмитриев, Удинцев и др., 1972; Сорохтин, 1974, и др.).

В большинстве опубликованных классификаций в качестве главной сейсмической характеристики структуры, в числе других геолого-геофизических характеристик, используются достаточно схематизированные глубинные разрезы, содержащие различное количество скоростных границ, построенных с использованием той или иной части волнового поля. Между тем важным признаком типа

структуры является само волновое поле с его амплитудными и частотными особенностями и временными зависимостями (Косминская, 1968).

Типизация волновых полей в соответствии с характеристиками регистрируемых на сейсмограммах упругих колебаний может дать дополнительные сведения о разрезе, которые пока не могут быть полностью переведены в цифры глубин и скоростей, но по которым можно судить о многих других его особенностях, например, о структуре границ раздела на разных глубинах, степени нарушенности разреза и т.д., вплоть до некоторых заключений о направленности развития отдельных участков изучаемого региона. Анализ материалов ГСЗ, полученных на большом количестве профилей в Дальневосточной переходной зоне (рис. 1. 1, см. вкладку), показал, что изменение волновых полей при переходе от континента к океану происходит не с непрерывной постепенностью, а при четком фиксировании их особенностей на определенных, как бы дискретных уровнях, подобно фиксированию на определенных уровнях морфологических особенностей крупнейших геоструктур. Волновые поля, присущие этим опорным уровням, достаточно устойчивы, сравнительно легко поддаются расшифровке и названы в работе нормальными. Нормальные волновые поля широко распространены по площади и отвечают структурам земной коры первого порядка. Переход от уровня к уровню, т.е. от одного нормального поля к другому, происходит достаточно резко, в пределах сравнительно узких полос пространства. Эти полосы названы областями сочленения. Им свойственны сложные волновые поля, расшифровываемые с большим трудом.

В этой главе на основании классификации нормальных волновых полей, зарегистрированных в Дальневосточной переходной зоне, делается попытка: а) показать высокую информативность сейсмических характеристик разреза для районирования территории по типам глубинных структур, особенно структур первого порядка, и б) выявить те компоненты волновых полей, по которым можно судить о начавшейся (или прошедшей) перестройке земной коры в процессе ее развития. В качестве методического следствия из рассмотрения этих двух вопросов делается заключение о физической природе основных волн (волн от границы Мохоровичича) на профилях, пересекающих сложную Курило-Камчатскую зону. Волнам от границы Мохоровичича уделяется в работе основное внимание в связи с тем, что именно эта граница в конечном счете ответственна за тип коры, так как определяющим (хотя и не единственным) критерием типа все еще остается общая мощность коры, т.е. глубина до этой границы.

1. Основные характеристики нормальных волновых полей и областей их сочленения

Главные типы нормальных волновых полей. На основании детального рассмотрения полученных материалов и их классификации с учетом литературных данных нами выделено четыре типа нормальных волновых полей и отвечающих им структур земной коры первого порядка – континентальный, приматериковый, котловинный и океанический. Описание этих типов приводится ниже.

Предлагаемая классификация несколько отличается от ранее введенной исследовательской группой Института физики Земли АН СССР во главе с И.П. Косминской (Аверьянов и др., 1962; Косминская, 1963; Строение земной коры..., 1964, и др.), которая содержала континентальный, субконтинентальный, субокеанический и океанический типы, широко использовавшиеся во многих последующих статьях и монографиях разных авторов.

В предлагаемой классификации континентальный и океанический типы остались практически без изменений. Они относятся к собственно континенту в пределах суши и собственно океану в пределах океанического вала и океанического ложа с глубинами океана порядка 5 км.

Термин "приматериковый тип" предлагается для бывшей так называемой

континентальной коры сокращенной мощности и отвечающего ей волнового поля, распространенных в северной и центральной частях Охотского моря со слоем воды до 2 км. В качестве самостоятельного этот тип ранее не выделялся. Его включали в континентальный и считали относящимся к структуре второго порядка (Строение земной коры..., 1964) или выделяли в подтип континентальной коры (Андреев, 1966). Тем не менее полученные здесь сейсмические материалы, как будет видно из описания, имеют свои специфические черты, отличающие их от собственно континентальных материалов. Эти черты проявляются и в других переходных зонах, в том числе в зонах другого типа, например, при переходе от южной части Африканского материка к океану (Hales, Nation, 1972), где нет окраинного моря, отшнурованного от океана островной дугой, а материк примыкает непосредственно к океану. Поэтому нам кажется вполне обоснованным выделить волновое поле этого вида в самостоятельный тип.

Название "котловинный тип" предложено для бывшей субокеанической коры и соответствующего ей волнового поля. Этот тип относится к глубоководным котловинам окраинных морей со слоем воды 3 км и более. Название "субокеанический" для этих участков возникло в связи с тем, что структура коры котловин близка к структуре океанической коры и отличается от последней только большей мощностью осадочной толщи. Однако в настоящее время стало очевидным, насколько сложны и еще далеки от ясности вопросы о связи этих двух типов структур. До последнего времени обсуждение природы котловин велось в основном только в двух планах — реликты ли это океана, заполняющиеся в настоящее время осадками (Васильковский, 1968; Гнибиденко, 1972; Павлов, Юнов, 1972; Сычев, 1972, и др.), или это вновь зарождающиеся океанические впадины, образующиеся за счет процессов базификации или так называемой мангитной эрозии коры (Белоусов, 1962; Рудич, 1962; Беляевский, Борисов, 1964; Петрушевский, 1964; Горячев, 1966; Беляевский, Петрушевский, 1968; Геологическое развитие..., 1968; Муратов, 1972, и др.) или процессов ее растяжения, связанных с дрейфом континентов (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Кропоткин, 1971; Karig, 1971; Берсенева, 1972, и др.). Сейчас же остро встал вопрос и о типе слагающих эти структуры пород и особенно о характере границы Мохоровичича под ними. Наряду с мнением об одинаковой природе границы Мохоровичича под котловинами и океанами (Афанасьев, 1966; 1967; Дмитриев, Уханов, Шараскин, 1972) высказывается предположение, что под океанами это — химическая граница, а под котловинами — физическая (Сергеев, 1972, и др.), т.е. что котловины отличаются от океанических бассейнов не только мощностью осадочной толщи, а и вещественным составом всего разреза (как консолидированной части коры, так и подстилающей ее верхней мангиты). К сожалению, по сейсмическим данным уловить что-либо в этом плане пока не удастся. Но поскольку существуют столь различные взгляды на строение и происхождение этих структур, мы предлагаем соответствующий котловинам тип коры и волнового поля не связывать пока ни с континентом, ни с океаном, а, воспользовавшись уже установившимся термином для самих структур, назвать его котловинным.

Совершенно изъят из классификации субконтинентальный тип, к которому относилась кора некоторых участков островной дуги. Наблюдения на профилях по простиранию дуги (Зверев, Тулина, 1966; Тулина, 1968) показали, что сформулированное ранее определение, отражающее отсутствие ярко выраженной дифференциации коры по скоростям, не отвечает истинному положению. Дифференциация существует, только проявляется она по-разному при наблюдениях вкрест и вдоль простирания основных структур системы дуга — желоб. Соответствующие бывшему субконтинентальному типу участки отнесены к сложным зонам, наряду с другими зонами сочленения. Системы дуга — желоб, как становится ясным по мере накопления данных, действительно являются наиболее сложными из структур.

Будучи по своей природе наложенными образованиями (Барк, 1970; Mitchell, Reading, 1971; Апрельков, Жегалов, 1972, и др.), системы дуга — желоб,

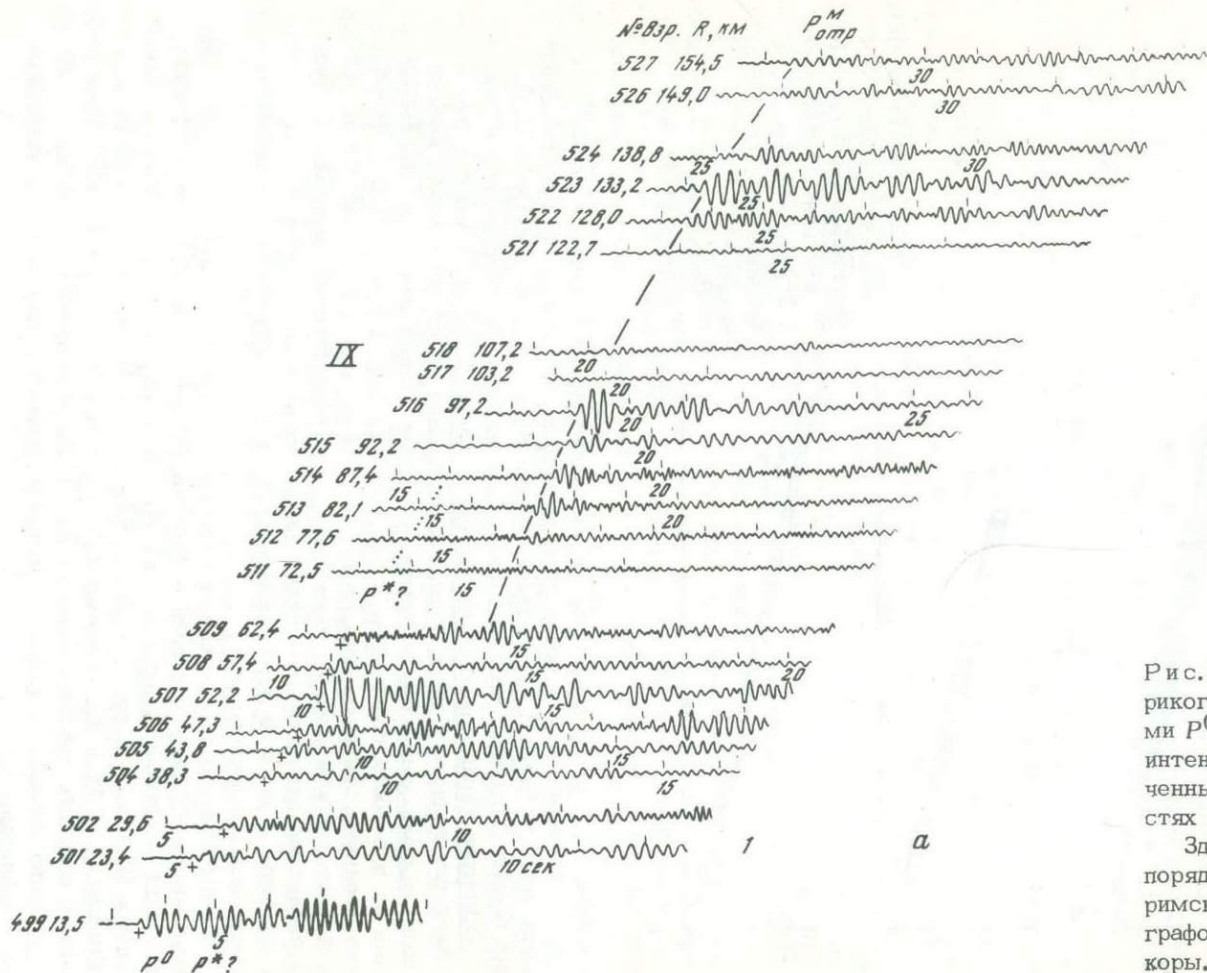
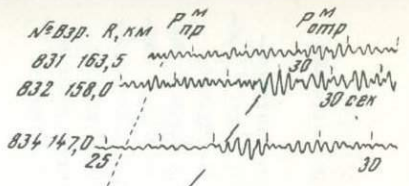
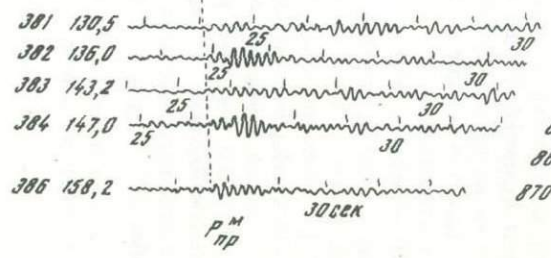
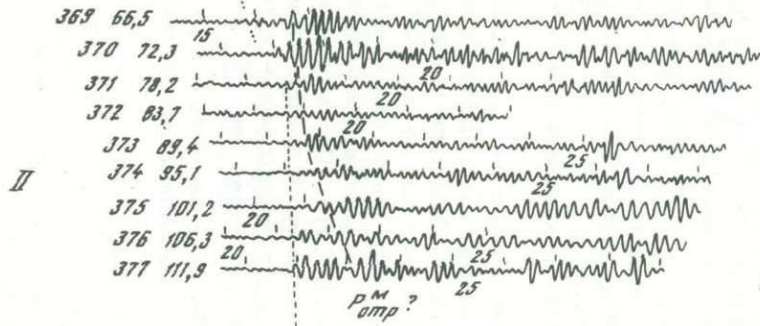
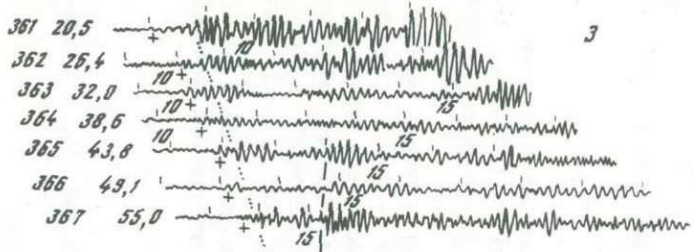
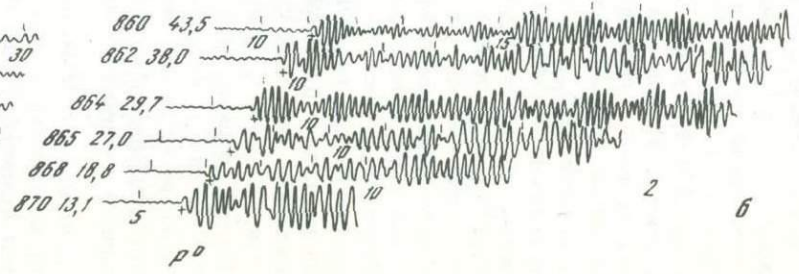
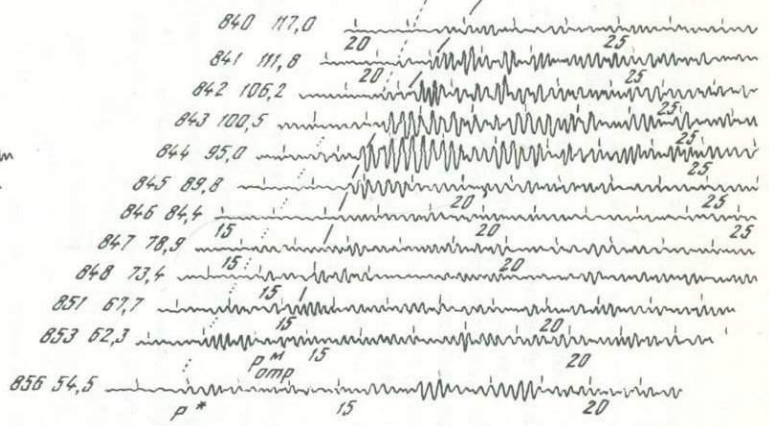


Рис. 1.3. Примеры записей приматерического типа с доминирующими волнами P^0 и $P_{отр}^M$ (а, б) и с достаточно интенсивными волнами $P_{пр}^M$ (в), полученные в северной и центральной частях Охотского моря

Здесь и далее цифры 1, 2 и т.д. - порядковые номера станций на рис. 1.1, римские цифры - номера ветвей годографов в книге (Строение земной коры..., 1964)



VI



В волновом поле выделяются четыре группы волн соизмеримой интенсивности: три преломленные [на поверхности консолидированной коры (волна P^0)* на границе внутри коры ($P_{\text{пр}}^*$), на границе Мохоровичича ($P_{\text{пр}}^M$)] и одна отраженная от поверхности Мохоровичича ($P_{\text{отр}}^M$). В некоторых случаях удается выделить также волну $P_{\text{отр}}^*$.

Точка смены коровых волн на подкоровые (главный излом географов) располагается на расстоянии около 180 км при времени регистрации порядка 30 сек (см. рис. I, 2, а).

Волновое поле приматерикового типа. Основной объем материалов этого типа получен в северной и центральной частях Охотского моря (Косминская, Кракшина, 1961; Аверьянов и др., 1962; Косминская, Кракшина, Павлова, 1964; Тулина, Красильщикова, Зверев, 1971). Главной особенностью поля (рис. I, 3) является доминирующий характер тех его частей, которые связаны с кровлей и подошвой консолидированной толщи коры. Кровля представлена на сейсмограммах преломленными волнами (P^0), подошва — преимущественно отраженными ($P_{\text{отр}}^M$). В тех сравнительно более редких случаях, когда появляются видимые на записях преломленные волны $P_{\text{пр}}^M$, отраженные становятся относительно менее интенсивными.

Точка смены коровых волн на подкоровые отмечается на расстоянии около 100 км при времени регистрации 18,5 сек** (см. рис. I, 2, б).

Сопоставляя приматериковое поле с континентальным, можно видеть, что они существенно различаются между собой.

Основное отличие состоит в значительно более низком расположении географов глубинных волн на плоскости R, t и меньших значениях R до главной точки их излома для приматерикового типа по сравнению с континентальным.

Величина Δt между средними линиями занятых ими полос составляет около 12 сек, ΔR между точками излома — около 85 км.

Второе отличие заключается в разном для этих двух типов характере перехода от коровых волн к подкоровым. В волновом поле континентального типа в этой области, наряду с волнами, связанными с поверхностью консолидированной коры, регистрируются четкие преломленные волны, связанные с промежуточной границей (волны $P_{\text{пр}}^*$). Для приматерикового типа здесь чаще всего отмечается разрыв поля, обусловленный, в противоположность континентальному, чрезвычайно низкой интенсивностью волн от промежуточной границы. Волны P^0 от кровли коры на этих расстояниях уже тоже практически не прослеживаются.

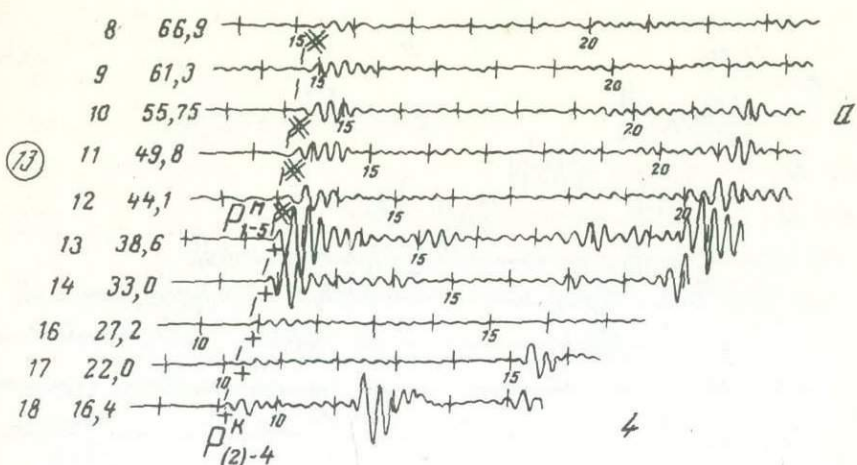
Указанные различия и дают основание выделять приматериковый тип в самостоятельный.

Волновое поле котловинного типа. Материалы получены в котловинах морей Берингова (Косминская, 1964б), Охотского (Павлова, 1964; Тулина, Жильцов и др., 1971) и Японского (Тулина, Старшинова, Миронова, 1971). Примеры записей приведены по рис. I, 4.

Географы котловинного типа имеют еще меньшие значения величин R и t для главной точки излома, чем рассмотренные выше, — соответственно около 55 км и 10 сек (см. рис. I, 2, в). При этом существенно упрощается вся волновая картина. Если, например, в приматериковом типе до точки излома географов регистрировалось две группы волн — интенсивная P^0 и чаще всего слабая P^* — и после этой точки тоже две $P_{\text{отр}}^M$ и $P_{\text{пр}}^M$, с различно распределенной между ними интенсивностью, то здесь и до, и после точки излома выделяется всего по одной, преимущественно интенсивной группе преломленных волн —

* Условные обозначения волн здесь и далее даются так, как они приведены в соответствующих публикациях.

** Время дается по исправленным за воду географам.

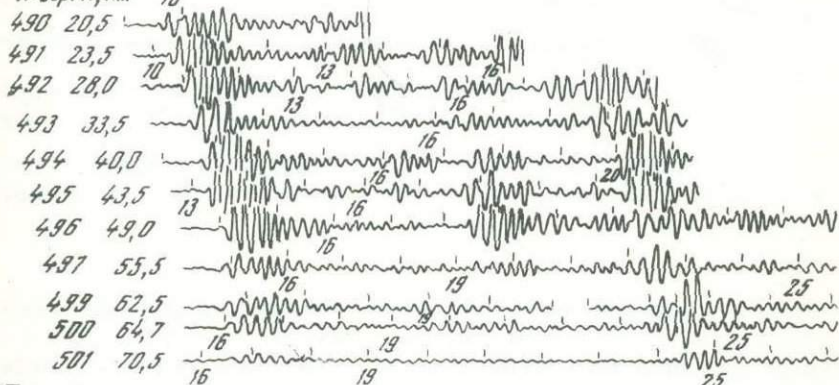


P*

5

6

№ 63p. R, км 10



XIX

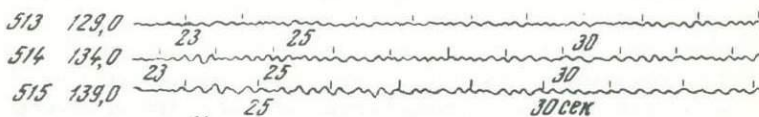
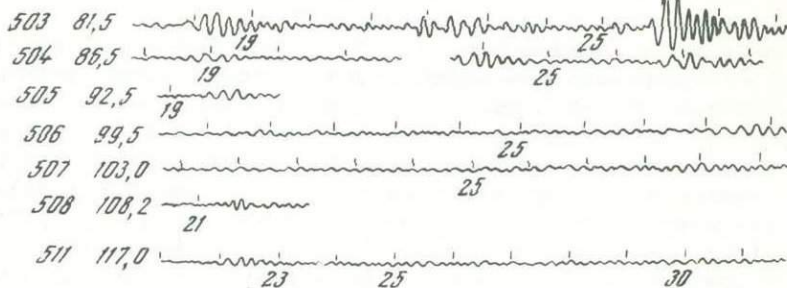


Рис. I. 4. Примеры записей котловинного типа для Японского (а) и Охотского (б) морей (см. № 4,5 на рис. I.1)

Цифра в кружке здесь и далее - номер ветви годографа в книге (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971)

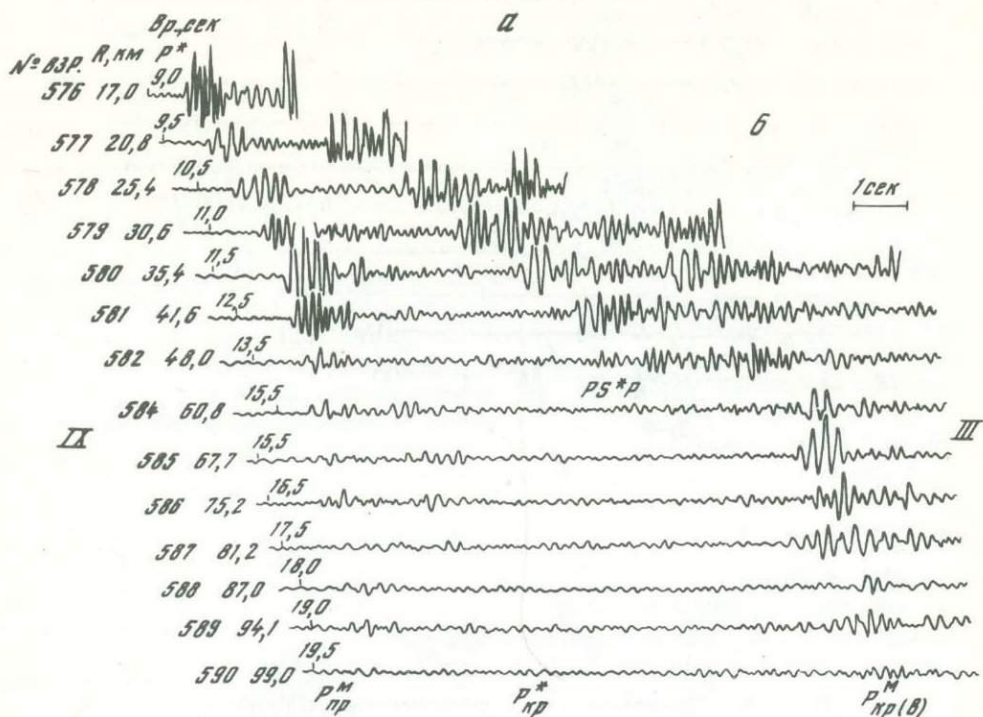


Рис. 1. 5. Примеры записей океанического типа, полученных в пределах океанического вала на участках плоского дна (а) и в областях развития подводных возвышенностей (б) (см. № 6, 7 на рис. I. 1)

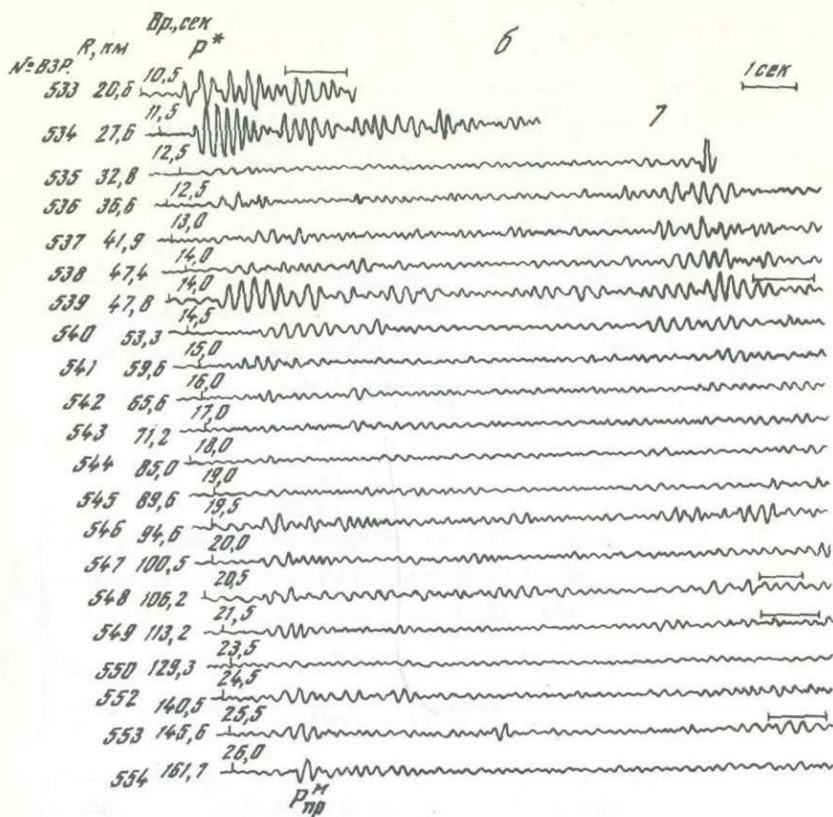
P^K и P^M , связанных соответственно с кровлей и подошвой консолидированной коры¹.

Характерной особенностью материков котловинного типа является наличие на записях полнократных волн, обусловленных дополнительными отражениями от дна моря и поверхности воды (Гальперин, 1964).

Волновое поле океанического типа. Материалы получены в Прикурильской и Приалеутской (у Командорских островов) частях Тихого океана (Тулина, Миронова, 1964; Вейцман, 1964; Косминская, 1964б; Зверев, 1970). Здесь наблюдается два вида записей. Один из них характерен для участков, находящихся на расстоянии более 100 км от оси глубоководного желоба и имеющих гладкое дно. На этих участках регистрируются продольные преломленные волны от кровли и подошвы консолидированной коры (P^K и P^M), обменная группа волн, распространяющихся в качестве поперечных по кровле консолидированной коры ($P S^{KP}$), и интенсивные кратные волны (рис. I. 5, а). Другой вид записей характерен для океанического склона глубоководного желоба, а также участков океанического вала, где на дне океана развиты подводные возвышенности, выделенные на геоморфологической карте Л.К. Загонским и др. (1961). Здесь отсутствуют обменные и кратные волны (рис. I. 5, б). В этой области становятся несколько более сложными также группы волн P^K и P^M .

Точка смены коровых волн на подкоровые в океаническом типе волнового поля находится на расстоянии 40–45 км при времени регистрации около 6,5 сек (см. рис. I. 2, в).

¹ Волны осадочного комплекса с областями прослеживания $R < 10$ км не рассматриваются, так как регистрация колебаний на этих расстояниях в глубоководных частях акваторий не проводилась.



Зоны сочленения. Из сопоставления описанных выше типов нормальных волновых полей видно, что их основные характеристики — и кинематика, о которой можно судить по величинам R и t для главной точки излома географов, и волновая содержательность — при переходе от типа к типу меняются скачками.

Особенно резкий скачок наблюдается при переходе от приматерикового типа к котловинному. Кроме полного исчезновения с записей волны, связанной с самым верхним консолидированным слоем (волны P^0), здесь происходит перераспределение интенсивности между волнами разного типа от границы Мохоровичича. Полностью прекращается прослеживаться отраженная волна от этой границы $P_{отр}^M$ и очень уверенно регистрируется преломленная волна $P_{пр}^M$. При чем все это происходит в пределах достаточно узкой зоны. Чтобы убедиться в этом, рассмотрим некоторые записи, полученные при подходе к глубоководным котловинам.

На рис. 1, б. приведены сейсмограммы, относящиеся к областям перехода от приматерикового типа к котловинному для Охотоморской и Япономорской котловин.

Хорошо видно, как при пересечении изобаты 3 км внезапно исчезает волна $P_{отр}^M$ (см. правые ветви), хотя до этого она имеет весьма высокую интенсивность. Если учесть, что расстояние между двумя соседними взрывами, между которыми исчезла (или почти исчезла) волна $P_{отр}^M$, составляет, например, в Охотском море примерно 12 км (см. взрывы 200 и 197 на рис. 1, б, а), можно считать, что по отраженным волнам область сочленения разнотипных участков представляет собой зоны не шире 12 км.

Аналогичная картина с несколько даже более узкой "областью сочленения" наблюдается при переходе к Япономорской котловине. При этом во всех слу-

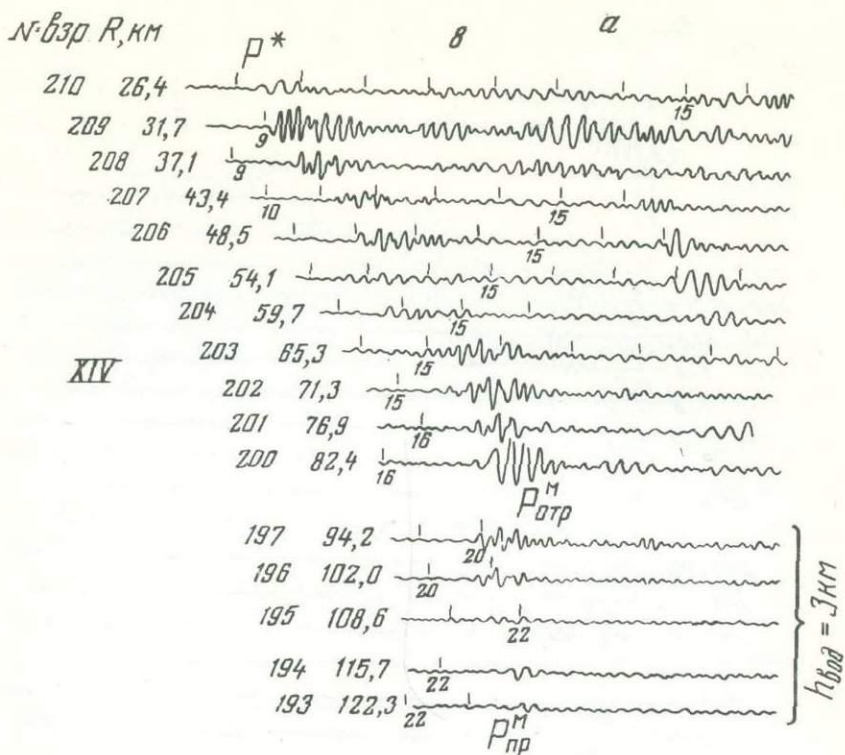


Рис. 1. 6. Сводные сейсмограммы, полученные в зонах сочленения приматерикового типа поля с котловинным в Охотском (а) и Японском (б) морях (см. № 8,9 на рис. 1. 1)

чаях при подходе к котловине и в ее пределах уверенно прослеживается преломленная волна P_{np}^M .

Проследить с такой же определенностью область сочленения приматерикового типа с котловинным типом по волнам P^0 , связанным с выклинивающимся верхним слоем консолидированной коры, т.е. наметить в разрезе само место выклинивания этого слоя, не удастся из-за малой детальности систем наблюдений.

Мы рассмотрели здесь самые простые и четкие примеры зон сочленения волновых полей разных типов. Другие зоны являются значительно более сложными и не столь узкими.

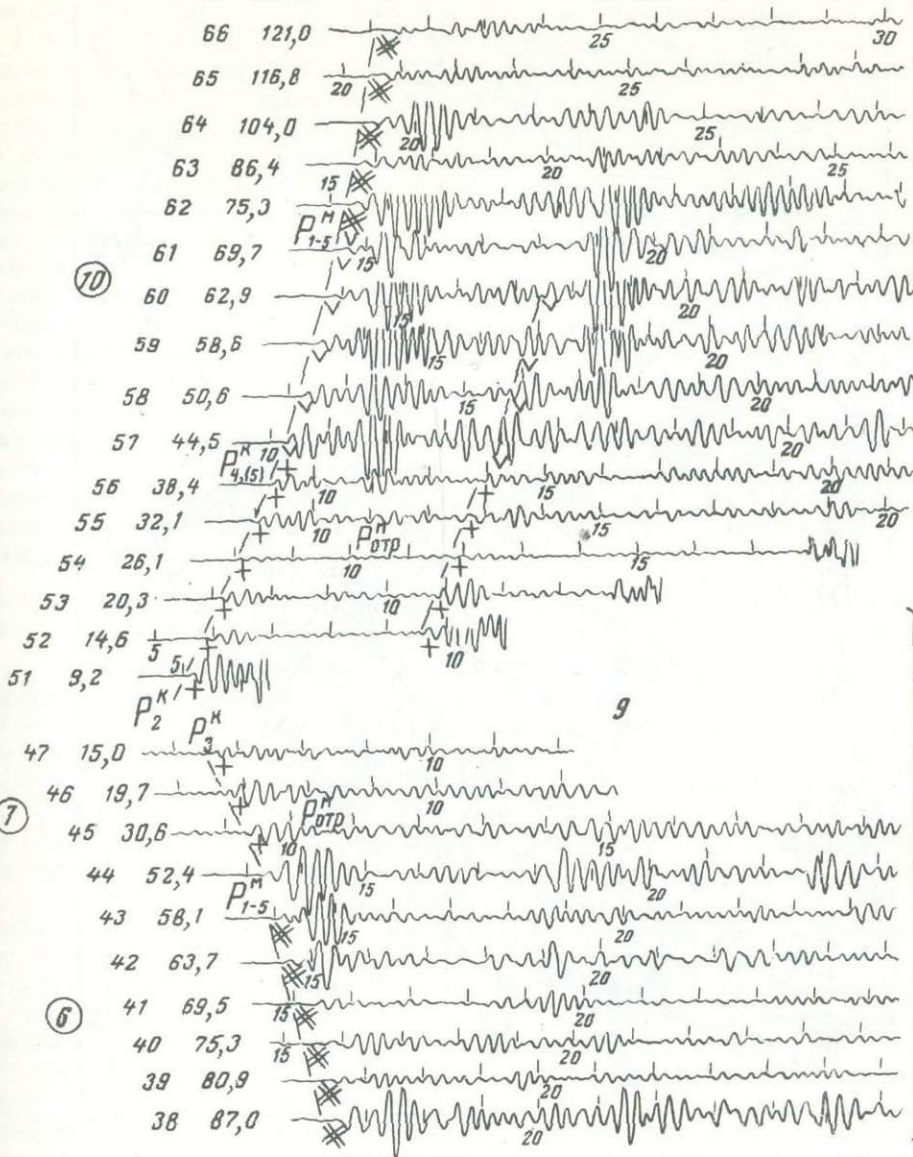
Сопоставляя в целом описанные типы нормальных волновых полей, области их распространения и сочленения, можно видеть, что характер волнового поля каждого типа выдерживается на очень больших площадях, резко меняясь при переходе от типа к типу. Отчетливо прослеживается приуроченность типов к определенным морфологическим структурам — суше, шельфовой области, глубоководным котловинам и океану за глубоководным желобом, т.е. структурам, характеризующимся разными типами коры — гипсами первого порядка (Косминская, 1963; Строеие земной коры..., 1964).

На основании результатов анализа полей переходной зоны можно, по-видимому, заключить, что каждому гипсометрическому уровню поверхности Земли (ее твердой оболочки) свойственно волновое поле с определенными уровнями динамических и кинематических характеристик колебаний на сейсмограммах.

Волновые поля, соответствующие этим уровням, можно изучать и сравнивать между собой как самостоятельные геофизические характеристики для каждой структуры и проводить по ним районирование.

№ взр R, км

б



2. Черты сходства волновых полей приматерикового и котловинного типов и наиболее вероятная физическая природа волн P^M в Курило-Камчатской области сочленения

Вопрос непосредственного определения физической природы волн в сложных зонах очень труден вследствие чрезвычайной нарушенности и нерегулярности волновых полей. Мы попытались подойти к его решению косвенным путем — на основании изучения некоторых корреляционных связей между особенностями прослеживания отдельных волн в пределах участков с разными типами нормальных волновых полей и определенными чертами глубинного строения этих участков.

При описании нормальных волновых полей подчеркивалось, что в области приматерикового типа поверхность Мохоровичича представлена на сейсмограммах главным образом интенсивными отраженными волнами, в области котловинного типа — преломленными волнами. Однако отмечалось, что в некоторых случаях интенсивные преломленные волны наблюдаются и в пределах поля при-



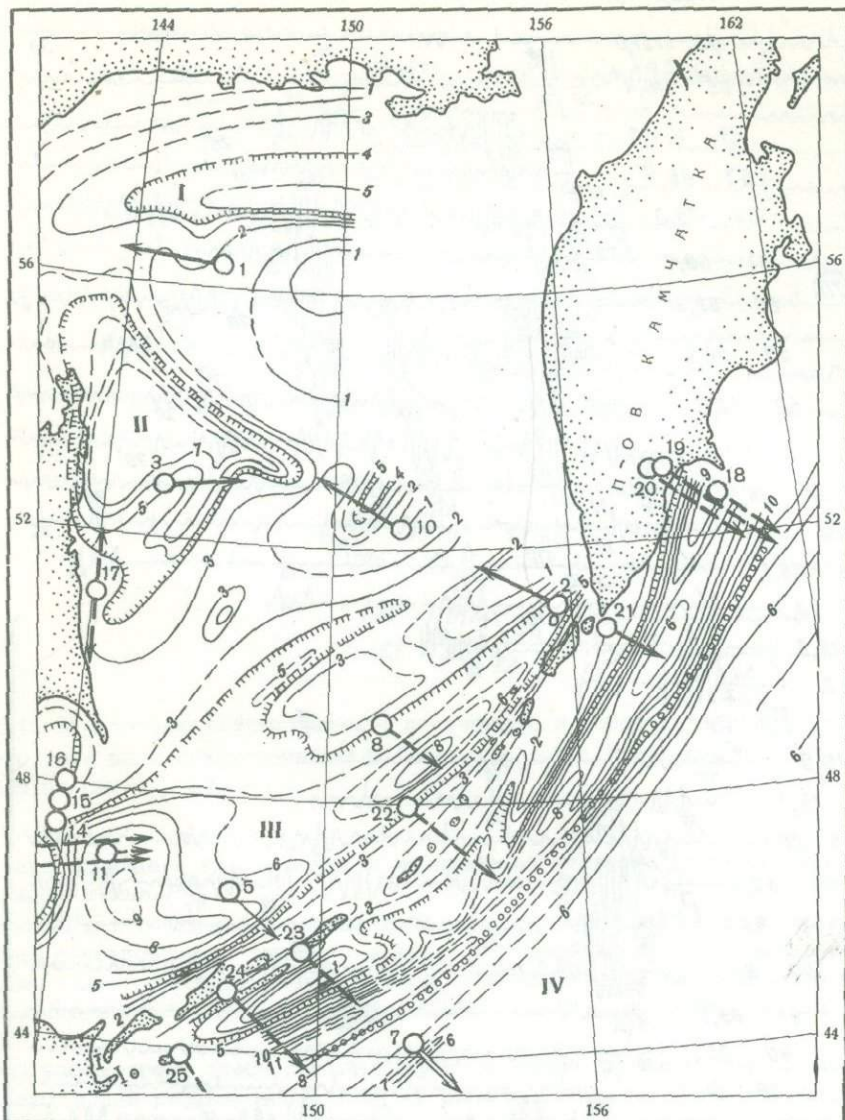


Рис. 1. 7. Схема изоглубин поверхности консолидированной коры Охотского моря и Прикурильской зоны Тихого океана (Космическая, Зверев и др., 1964; Зверев, Тулина, 1971) с элементами районирования по типам волновых подейловых полей

Штрихи - изолиния 4 км, точки - ось глубоководного жлоба; основные прогибы: I - Северный, II - Присаخالинский; III - Южно-Охотский, IV - Тихоокеанский. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 1. 1

материкового типа, а на ряде участков даже доминируют на записях. Более детальное рассмотрение таких случаев показало, что эти участки, как и котловины, являются областями прогибания поверхности консолидированной коры до глубины 4 км и более, заполненными рыхлыми осадками частично (например, Присаخالинский прогиб, совпадающий с впадиной Дерюгина в поверхности дна, рис. 1. 7) или полностью (Северный прогиб). На рис. 1. 3, в была приведена сейсмограмма, полученная на ПР 10-М во впадине Дерюгина. В центральной части впадины регистрируются самые интенсивные в пределах выполненных профилей

на севере и в центре Охотского моря волны $P_{пр}^M$. Различия относительной интенсивности волн $P_{отр}^M$ и $P_{пр}^M$ в центре и на краях впадины хорошо видны на рис. I. 8, где показаны динамические годографы, полученные на ПР 10-М (Косминская, Кракшина, 1961)¹. Это самая глубокая впадина в поверхности консолидированной коры после котловины.

Однако тенденция увеличения интенсивности волн $P_{пр}^M$ заметна в пределах даже очень локальных и не столь глубоких прогибов, таких как прогиб, выделенный в пределах обширной Охотской возвышенности к юго-востоку от Присахалинского прогиба (см. рис. I. 7). На рис. I. 9 приведена сводная сейсмограмма, полученная в этом прогибе. На ней зарегистрирована отчетливая преломленная волна.

Очень важно отметить, что амплитуда преломленной волны на выделенных участках увеличивается не только по отношению к амплитуде отраженной волны, что можно было бы объяснить, например, увеличением слоистости покрывающей толщи (Червени, Епинагьева, 1968), а и по отношению к амплитуде преломленной волны на соседних участках, т.е. растет по абсолютной величине. То же самое в ряде случаев можно сказать соответственно об уменьшении амплитуды отраженной волны. В качестве доказательства можно сравнить амплитудные кривые одной и той же станции, например ст. 4 (рис. I. 10), поочередно стоявшей в областях, где регистрируются слабые (см. рис. I. 3, а) и интенсивные (см. рис. I. 3, в) волны $P_{пр}^M$.

Этот факт позволяет исключить из числа возможных причин роста амплитуды волны $P_{пр}^M$ влияние покрывающей толщи и особенно рыхлых осадков, которые в данном случае должны были оказывать обратное влияние, и отнести все изменения за счет характера самой границы или подстилающей ее верхней мантии.

Можно видеть, что интенсивные преломленные волны на записях являются общей чертой для многих участков с большой глубиной залегания поверхности консолидированной коры. Сюда полностью относятся котловинный и океанический типы коры, где эта поверхность погружена на глубины 5 км и более, а также некоторые участки Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны, характеризующиеся большими глубинами залегания плотных пород и прослеживаемые достаточно выразительными преломленными волн от границы Мохоровичича (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971). На основании замеченной корреляции между величиной амплитуды волны $P_{пр}^M$ и глубиной прогибания поверхности консолидированной коры можно предполагать, что это общая закономерность для всей переходной зоны, в том числе для сложных ее областей, включая Курило-Камчатскую систему дуга - желоб. А так как во многих этих областях наблюдаются большие глубины до уплотненных пород (см. рис. I. 7), можно ожидать на записях также преобладания колебаний, отвечающих преломленным волнам.

Дальнейший анализ показывает, что в большинстве случаев преломленные волны, зарегистрированные в Дальневосточной переходной зоне, обладают кинематикой головных волн. Легче всего это увидеть, сопоставляя нагоняющие годографы сильно разнесенных станций при существенно различающихся расстояниях взрыв - прибор и существенно разных глубинах до соответствующей границы под этими станциями.

На рис. I. 11 приведены годографы трех станций, полученные на ПР 19 (см. № 11-13 на рис. I. 1), пересекающем Южный Сахалин и выходящем в Охотоморскую котловину. Соответствующие сейсмограммы приведены на рис. I. 12. Расстояние между наиболее разнесенными станциями, получившими длинные годографы с выходом на волну $P_{пр}^M$ (ст. Петропавловское и ст. 1), составляет в данном случае 173 км. Расстояния взрыв - прибор для волн $P_{пр}^M$ на перекрывающихся участках годографов равны 221-263 и 48-90 км.

¹ Заметим, что корреляционной связи между интенсивностью волн $P_{отр}^M$ и рельефом границы Мохоровичича, о которой говорится в работе (Мошинский, 1970), мы не обнаружили.

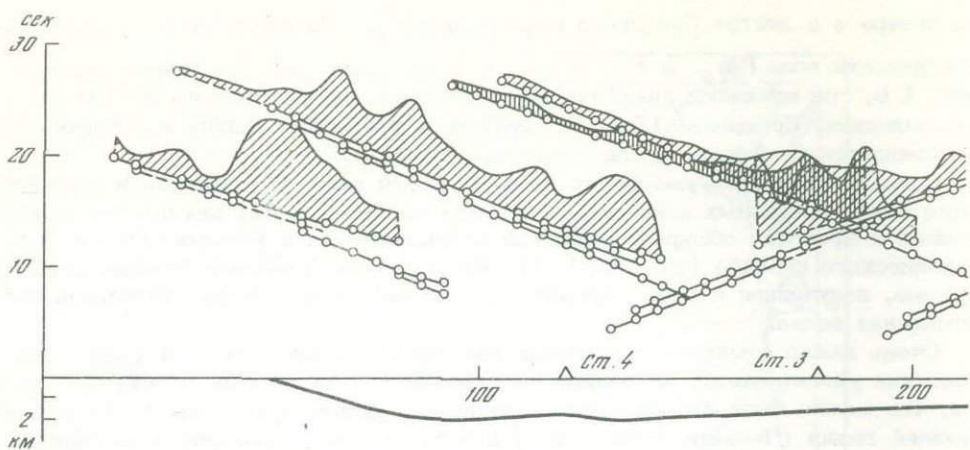


Рис. I. 8. Динамические годографы волн $P_{отр}^M$ и $P_{пр}^M$, зарегистрированных во

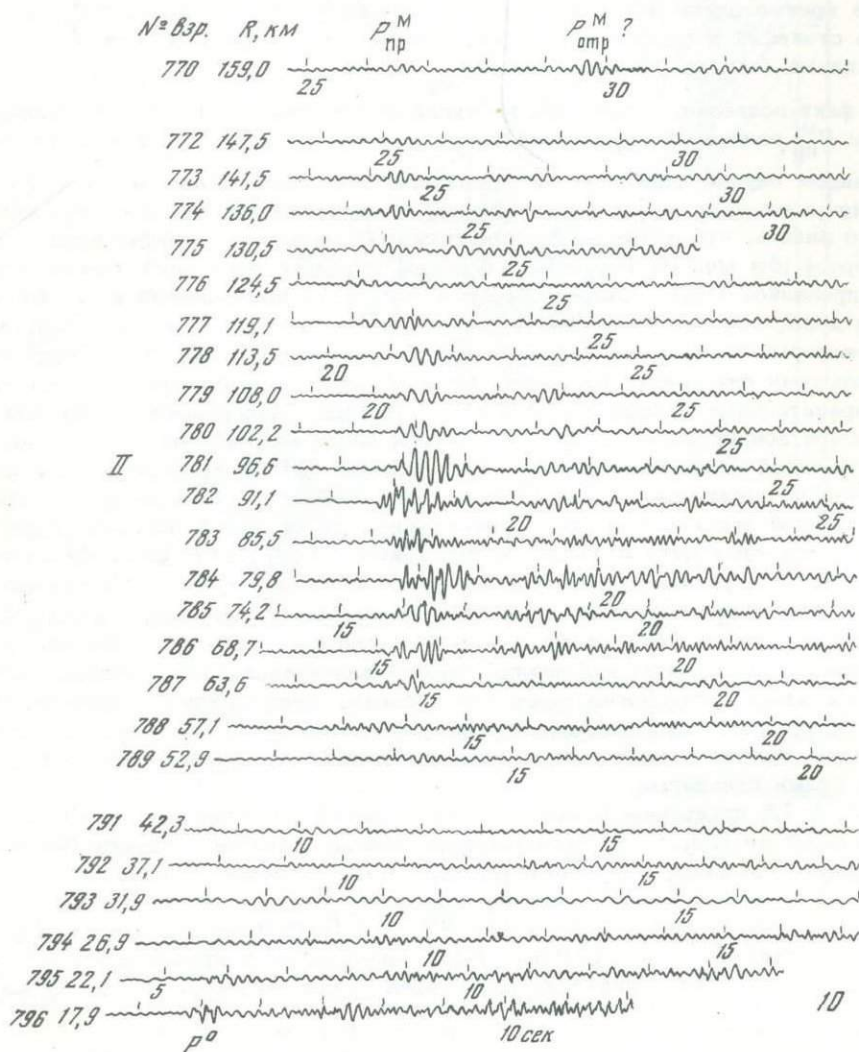
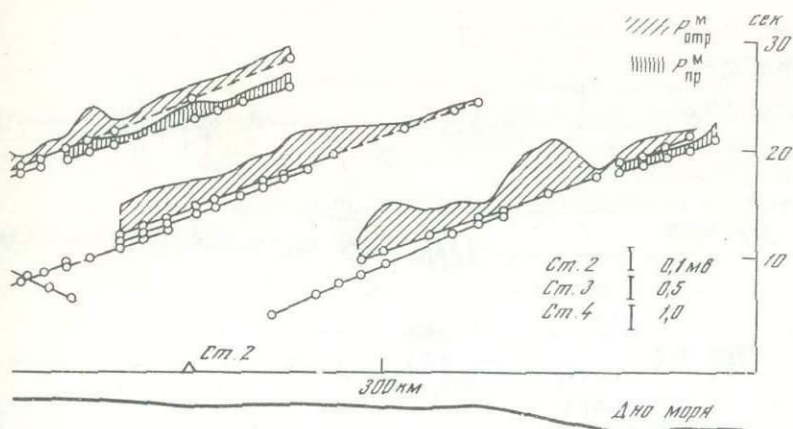


Рис. I. 9. Сейсмограмма, полученная в локальном прогибе на ПР 9-М (см. № 10 на рис. I. 7)



впадине Дерюгина (Присахалинский прогиб в поверхности консолидированной коры)

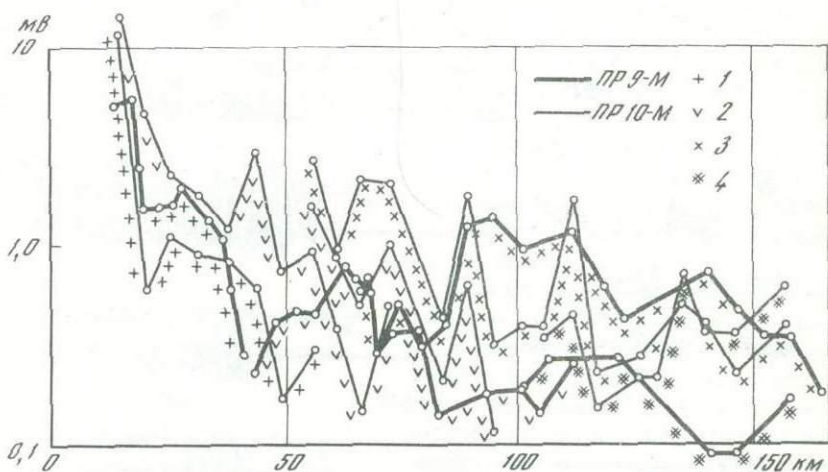


Рис. I. 10. Сравнение интенсивности волн $P_{пр}^M$ и $P_{отр}^M$, зарегистрированных одной и той же станцией на разных участках в области глубокого (ПР 10-М) и мелкого (ПР 9-М) залегания поверхности консолидированной коры

1 - P^0 ; 2 - P^* ; 3 - $P_{отр}^M$; 4 - $P_{пр}^M$

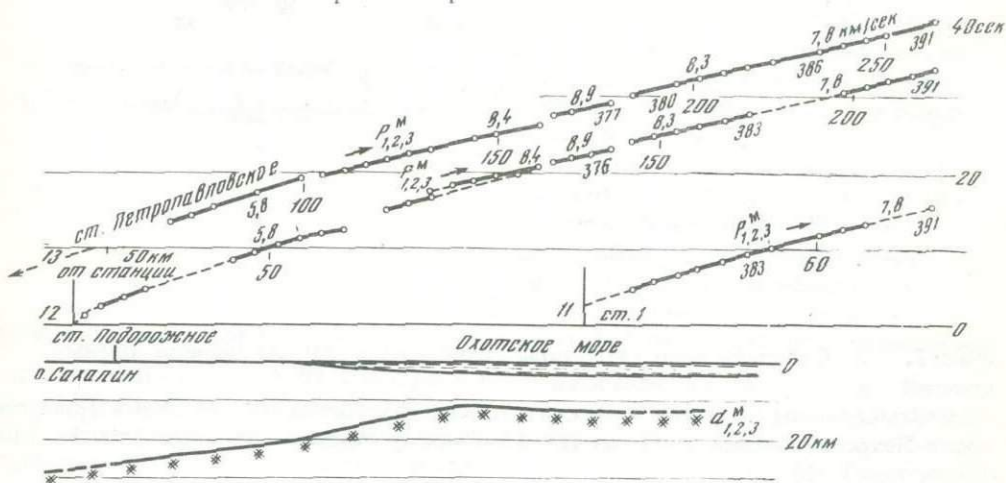


Рис. I. 11. Годографы и рельеф границы Мохоровичича, полученные на ПР 19-В-63 у Южного Сахалина

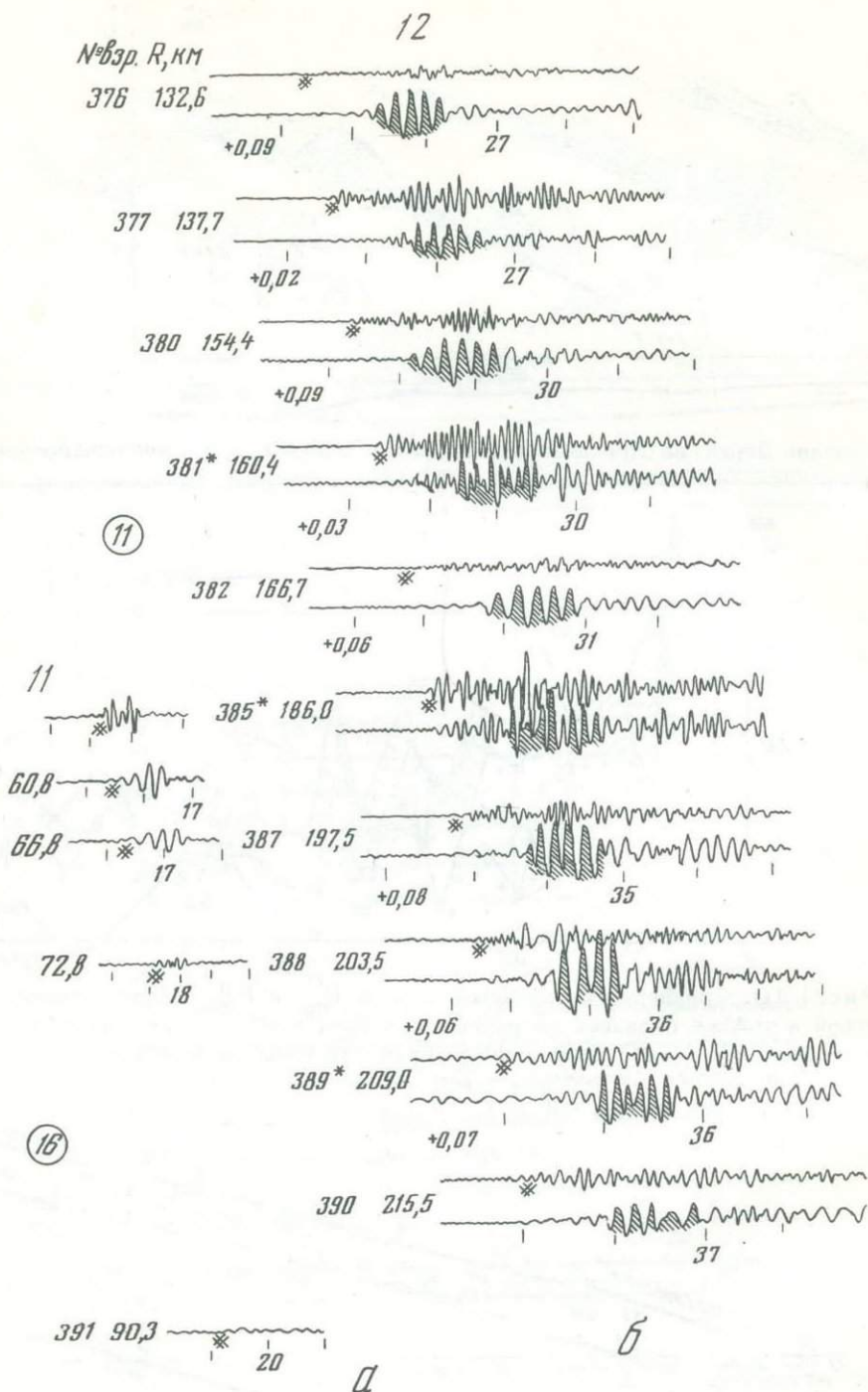
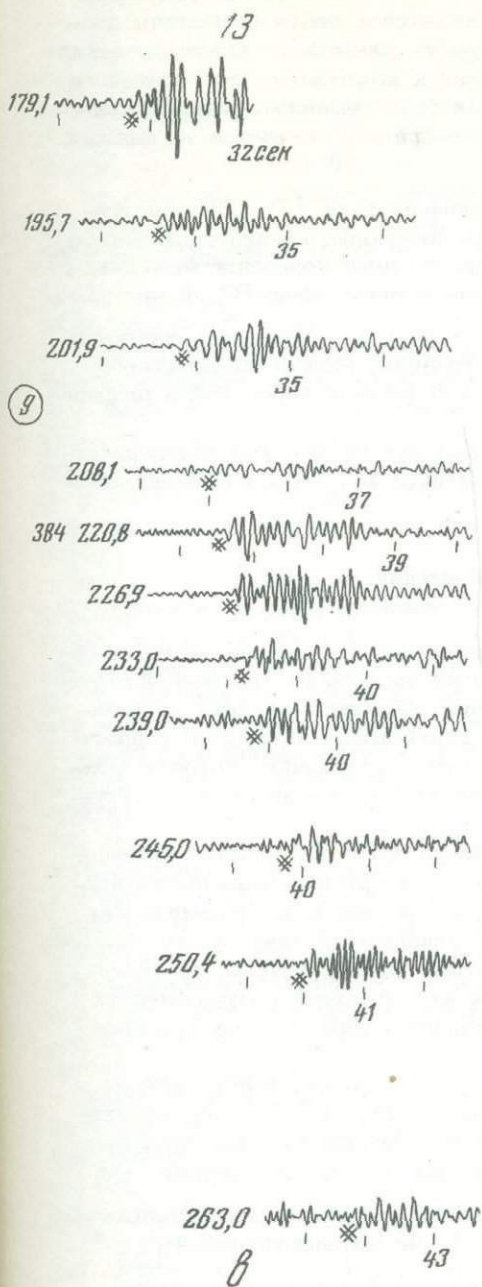


Рис. I. 12. Сопоставление структуры группы волн P_M на записях разных станций

Сейсмограммы получены морской ст. 1 (а) и наземными станциями Подорожное и Петропавловское (б, в) на ПР 19-В-63 у Южного Сахалина (см. № 11-13 на рис. I. 1)

Взаимное расположение станций и полученных ими ветвей годографов см. на рис. I. 11. Регистрировались одни и те же взрывы, номера которых указаны у записей ст. Подорожное



Глубина границы d^M под ст. 1 составляет 12 км, под ст. Петропавловское — 30 км. При этом подъем границы d^M на малые глубины происходит задолго до места расположения ст. 1. Если соединить точку $h^M = 30$ км под ст. Петропавловское с точкой $h^M = 12$ км под ст. 1 прямой линией, между этими станциями создается положительная структура с амплитудой 8–10 км. Это, безусловно, должно было бы способствовать прониканию под границу d^M волн P^M , распространяющихся на участке между рассматриваемыми станциями, и приводить к увеличению кажущейся скорости V^* вдоль ветви ст. Петропавловское, полностью перекрывающей указанную выше положительную структуру, по сравнению с V^* вдоль ветви ст. 1, относящейся целиком к плоскому участку границы, даже в случае постоянства скорости под границей d^M (Ризниченко, 1947). Существование положительного градиента скорости в слое под границей еще усугубило бы этот эффект. Однако ничего подобного мы не наблюдаем.

Нагоняющие годографы как здесь, так и на других профилях с аналогичной и даже более сложной обстановкой параллельны с точностью до разброса отдельных точек $\pm(0,1-0,2)$ сек, хотя разнесены своими началами на весьма значительные расстояния (100 км и более). Параллельность наблюдается вплоть до таких случаев, когда начало нагоняемого годографа располагается в пределах океанического блока, а начало нагоняющего — далеко в пределах континентального блока. Таким образом можно считать, что большая интенсивность этих волн определяется самой границей и непосредственно прилегающей к ней частью верхней мантии.

Последний результат в сочетании с рассмотренными выше особенностями прослеживания волн P^M во всей переходной зоне нам кажется очень интересным в плане изучения изменения свойств границы Мохоровичича на

разных участках. Как было показано выше, волны $P^M_{пр}$ характеризуется большей интенсивностью только в областях глубокого залегания поверхности консолидированной коры. На остальных участках эти волны обладают чрезвычайно малыми амплитудами и часто поэтому просто не выделяются на записях (области приматериковой коры с мелко залегающим фундаментом). Так как на этих последних участках вместе с тем прослеживаются очень интенсивные отраженные волны $P^M_{отр}$, можно предположить, что граница Мохоровичича здесь резкая, близкая к границе первого рода.

При переходе к прогибам в фундаменте, в пределах еще приматериковой коры, свойства границы d^M меняются. Это выражается в росте амплитуды связанной с этой границей преломленной волны при сохранении ее кинематических характеристик как головной волны. При переходе к котловинам, где еще более прогнута поверхность консолидированной коры и одновременно с этим приподнята поверхность Мохоровичича, преломленная волна P^M пр остается на записях одна, а волна $P^M_{отр}$ исчезает.

Таким образом, между характером прослеживания волн P^M и гипсометрическими уровнями основных границ в разрезе, поверхности консолидированной коры и границы Мохоровичича, наблюдается определенная корреляционная связь, выражающаяся в увеличении интенсивности преломленных волн $P^M_{пр}$ и прекращении прослеживания волн $P^M_{отр}$ при переходе к участкам глубокого залегания первой границы и мелкого залегания второй границы. Можно предположить, что именно на этой связи и отражается в первую очередь перестройка разреза в процессе развития верхних оболочек Земли.

Прежде чем перейти к обсуждению возможных причин высокой интенсивности преломленных волн в сочетании с их кинематикой как головных волн, остановимся на особенностях их прослеживания.

3. О характере прослеживания и критериях выделения отдельных групп волн на сейсмограммах

До сих пор мы обсуждали лишь типы волновых полей в целом, частично касаясь природы отдельных групп волн и совсем не касаясь их внутренней структуры. Рассмотрение сейсмограмм с этих позиций позволяет увидеть на записях ряд таких особенностей, которые хотя и ставят новые и грудные вопросы перед интерпретацией, однако дают дополнительную информацию, которую можно использовать для суждения о тонких особенностях строения среды и структуре глубинных границ на разных участках.

Для подавляющего числа записей характерна регистрация большого количества волн. Волны по ряду признаков объединяются в группы. Главным из признаков является кинематика, в частности кажущиеся скорости. Динамическая выразительность различных волн, обладающих одинаковыми кажущимися скоростями и в соответствии с этим попадающих в одну группу, чаще всего очень разная. Также различна структура одной и той же (по своей приуроченности к границе) группы волн на записях разных станций и даже разных приборов одной и той же станции.

Иллюстрацией могут служить сейсмограммы рис. 1, 12, полученные на ПР 19-В-63 в Охотском море (Тулина, Жильцов и др., 1971). Хорошо видно, насколько различается характер прослеживания группы преломленных волн $P^M_{1,2,3}$ от границы Мохоровичича¹ на одном и том же участке профиля при одних и тех же взрывах на записях разных станций. Особенно показательны сейсмограммы ст. Подорожное (см. рис. 1, 12, б), на которых группа $P^M_{1,2,3}$ пишется по-разному на разных приборах, даже в одной и той же установке. Подчеркнем, что приборы в пределах установки были одинаковыми, как же как и фильтрация на каналах. Группа $P^M_{1,2,3}$ здесь состоит как бы из двух подгрупп, существенно различающихся между собой по частоте и интенсивности — слабой, высокочастотной впереди (показана двойным крестиком) и интенсивной, низкочастотной в последующих вступлениях (заштрихована). На верхнем канале хорошо выделяется первая, высокочастотная группа волн и очень искажена последующая, низкочастотная, на нижнем, наоборот, практически не зарегистрирована первая группа волн и хорошо подчеркнута вторая.

¹ Обозначения даны в соответствии с работой (Тулина, Жильцов и др., 1971).

Несколько по-иному выглядят лишь те сейсмограммы, номера которых помечены звездочками (№ 381*, 385*, 389*). Эти сейсмограммы получены при взрывах зарядов 450 кг, произведенных в неоптимальных условиях (Тулина, Зверев и др., 1971, стр. 60-62), не обеспечивших синфазное наложение колебаний прямой волны с колебаниями волны, отраженной от поверхности воды, и повторного удара, что очень важно при взрывах в море (Непрочнов, 1960; Зверев, 1962; 1964).

Существенно отличаются от рассмотренных записей сейсмограммы ст. Петропавловское (см. рис. 1, 12, в), писавшей те же взрывы и зарегистрировавшей колебания, связанные с той же границей $d_{1,2,3}^M$. Здесь на протяжении нескольких секунд после прихода видимых первых вступлений регистрируется плохо разрешенный дуг слабо затухающих со временем колебаний. Выделить внутри этого дуга какие-либо отдельные регулярные волны или подгруппы, подобные зарегистрированным ст. Подорожное, не удается. Можно было бы предположить, что здесь потерян аналог первой слабой подгруппы волн и регистрируется только аналог интенсивного колебания, прослеживающегося вторым на ст. Подорожное. Однако никаких видимых признаков присутствия слабой подгруппы ни на одной из сейсмограмм ст. Петропавловское обнаружить не удается, да и по годографам не чувствуется здесь такой потери (Тулина, Жильцов и др., 1971).

Весьма характерно, что структура группы для каждой точки приема хорошо сохраняется от взрыва к взрыву, выдерживаясь практически на всем протяжении прослеживания данной группы вне зоны ее интерференции с группами от других границ, хотя каждая составляющая компонента группы (обе подгруппы на ст. Подорожное и дуг на ст. Петропавловское) имеет явно интерференционный характер. Таким образом, в эксперименте получается, что одна и та же по своей стратиграфической и физической природе группа волн, возбужденная одними и теми же взрывами, может быть представлена на записях разных станций разным количеством волн — одной, несколькими, длинным неразрешенным дугом и т.д. Такой вид группа сохраняет неизменным для каждой станции на протяжении всех взрывов. Это возможно, с нашей точки зрения, лишь в том случае, если 1) все последующие волны в группе имеют вторичное происхождение, будучи порожденными первым колебанием; 2) все вторичные волны образовались в области неподвижного звена системы взрыв — прибор (при нашей обращенной методике — у станции, т.е. в зоне выхода); 3) первое пришедшее к зоне выхода и породившее вторичные волны колебание характеризуется практически постоянным углом подхода, независимо от расстояния взрыв — прибор, т.е. имеет кинематику, близкую к кинематике головной волны.

Таким образом, мы получили еще одно подтверждение тому, что волны являются головными. Чем же тогда определяется их высокая интенсивность? По-видимому, основная причина этого заложена в их интерференционной природе, т.е. это, видимо, волны, называемые в литературе (см. гл. 1, 2) интерференционными головными волнами.

Все волны, вступающие вслед за первой глубиной волной и имеющие с ней одинаковую скорость (т.е. вторичные волны), мы назвали волнами-спутниками. К спутникам отнесены также волны, которые регистрируются спустя значительный интервал времени после прихода первичной волны и не попадают вследствие этого в одну с ней группу, но имеют такие же кажущиеся скорости, т.е. всякого рода многократные, обменные, парные головные, препомпенно-дифрагированные (Гамбурцев и др., 1952) и т.д. (на сейсмограммах они показаны теми же знаками, что и первичные). Возникновение и прослеживание этих волн также связано главным образом с условиями в области расположения станции. Подтверждает это отсутствие увязки их с волнами такого же типа на записях соседних станций — как на встречных, так и на нагоняющих ветвях. В качестве иллюстрации можно привести сейсмограммы, (рис. 1, 13, см. вкладку) (ПР 20-Ц, Тулина, Красильщикова, Зверев, 1971). Взаимное расположение сейсмограмм на этом рисунке соответствует расположению станций на профиле. Ветви 16 и 17 являются нагоняющими, 16

и 21 - встречными, 17 и 21 - также встречными. Первичные волны и их спутники показаны всюду крестиком, номера взрывов, произведенных близко у взаимных точек, заключены в рамки. Хорошо видно отсутствие какого-либо подобия во временных и амплитудных характеристиках волн-спутников на записях разных станций. Единственная волна, которая увязывается по времени во взаимных точках, это волна на времени около 9,5 сек в области взрывов № 411, 878 (номера в рамках) на встречных ветвях 17 и 21.

Несмотря на такую нерегулярность появления на сейсмограммах, наличие волн-спутников имеет очень большое значение. Эти волны часто, как видно из приведенных сейсмограмм, бывают значительно интенсивнее первичных волн. В случае потери первичных волн они остаются единственными источниками информации о скоростных характеристиках регистрируемых на данном участке колебаний. Что же касается временных соотношений их с первичными волнами, то при достаточно плотных системах наблюдений эти соотношения удается во многих случаях установить с достаточной степенью приближения.

Чтобы закончить обсуждение структуры групп волн, коротко остановимся на их годографах. Как мы указывали выше и хорошо видно из сейсмограмм, отдельные волны, из которых состоят группы, имеют интерференционный характер прослеживания, и далеко не всегда удается построить по ним непрерывные линии годографов. Кроме того, эти волны очень различны по интенсивности. Многие из них, в том числе первые в группах, т.е. наиболее важные, имеют малую амплитуду, сравнимую с уровнем фона помех, вследствие чего теряются на записях, приводя также к обрывам годографов. Поэтому групповые годо-

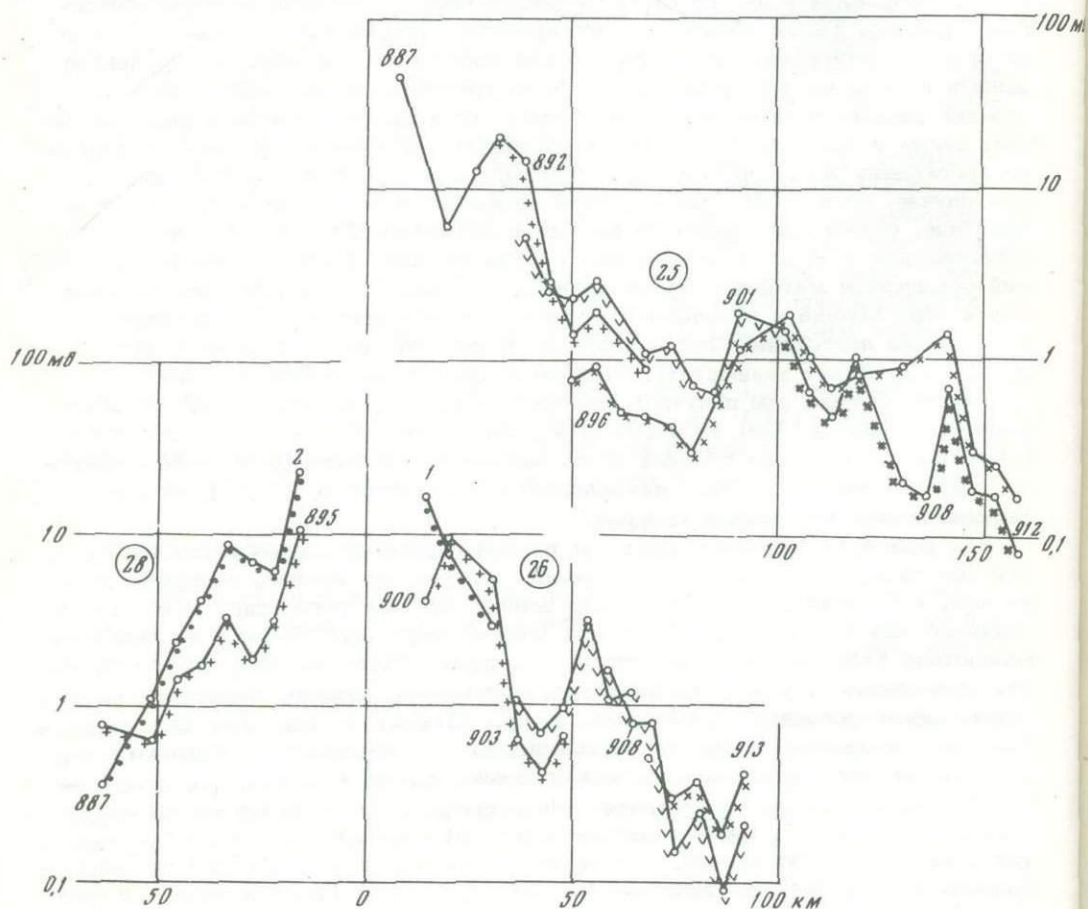
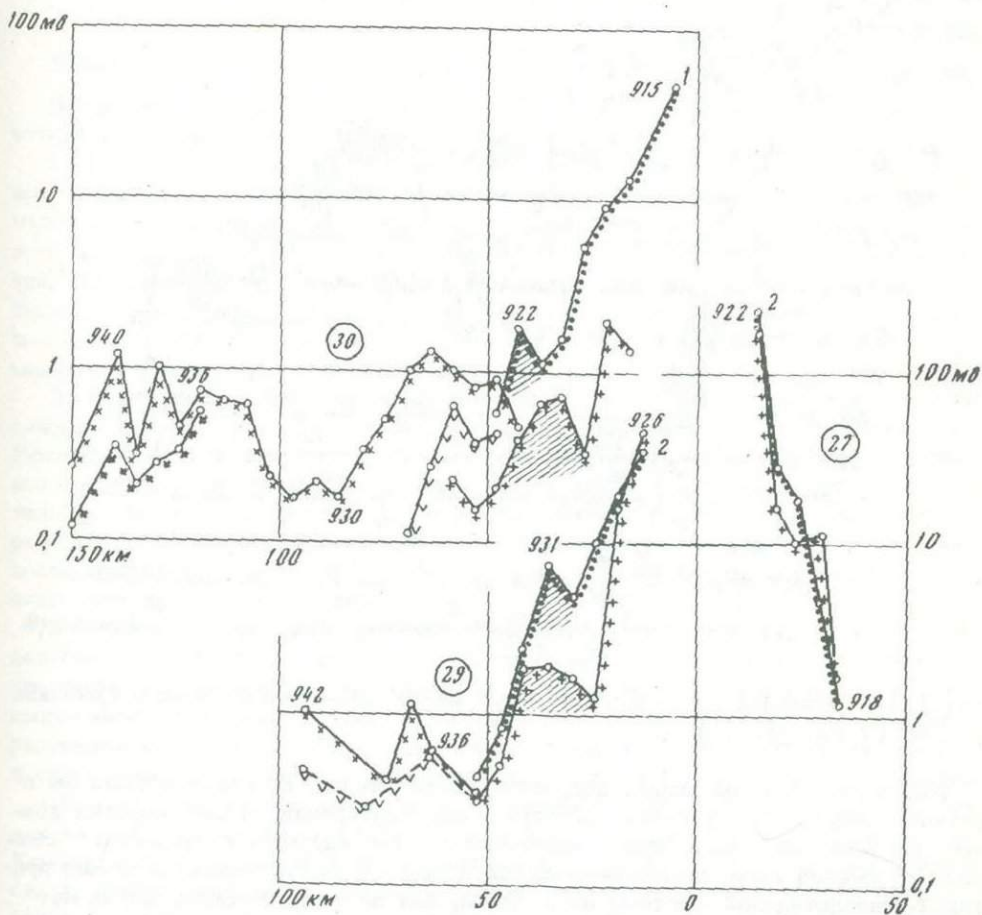


Рис. I, 14. Амплитудные кривые основных волн, зарегистрированных на ПР 20-С у Восточного Сахалина

графы представляют собой серии отрезков фазовых годографов, которые (отрезки), как правило, параллельны между собой, но смещены на разные Δt внутри каждой группы. Для того чтобы составить представление о наиболее вероятных сводных годографах, необходимо иметь много экспериментальных данных. Это требует развития как можно более плотных систем наблюдений с получением по несколько нагоняющих и встречных годографов для каждого участка. Положение усугубляется наличием в разрезе разломных зон, областей выклинивания слоев, сложных форм рельефа глубинных границ и т.д.

Понятно, что в таких условиях нет никакой возможности использовать при расшифровке волновой картины динамические критерии записи — их амплитудные и частотные особенности. Закономерности изменения этих особенностей резко нарушаются, и, в частности, становятся очень неопределенными амплитудные зависимости, которые в простых условиях, как известно, играют важную роль наряду с кинематикой. В наблюдаемых амплитудных кривых начинают превалировать изменения, связанные не с расстоянием взрыв — прибор, когда эти кривые отражают последовательную смену волн разной природы, а с латеральными особенностями среды вдоль профиля.

На рис. 1. 14 приведены амплитудные графики, полученные на ПР 20-С у Восточного Сахалина (Тулина, Красильщикова, Зверев, 1971). Хорошо видно подобие формы графиков разных по приуроченности к границам волн — осадочных и волн от поверхности консолидированной коры — на тех участках, где они перекрываются по расстоянию. В частности, хорошо видно повторение относительного максимума, отмечаемого на кривых в интервале расстояний 25–50 км (ветви 28, 29, 30, штриховка).



разных волн, зарегистрированных на одной и той же сейсмограмме, однозначно говорит, что их форма в данном случае определяется локальными условиями распространения колебаний, одинаково влияющими на волны от разноглубоких границ, т.е. связанными, скорее всего, с условиями прохождения колебаний в верхней части разреза в областях расположения соответствующих взрывов. При этом заметим, что амплитудные кривые сравниваемых волн в большинстве случаев построены по весьма надежным материалам. Правда, опорными часто являлись не первые волны группы, а их спутники. Например, вдоль ветви 28 из осадочной группы брадась вторая волна (рис. 1. 15), так как первая характеризовалась очень малой интенсивностью, и ее амплитудная кривая была бы построена с большими ошибками.

В работе (Тулина, Жильцов и др., 1971) был рассмотрен аналогичный пример амплитудных кривых при сопоставлении их с годографами и частотными графиками по профилю 27, пройденному в проливе Лаперуза и заливе Анива. В результате сделан аналогичный вывод, что по форме амплитудных кривых и частотных графиков в сложных зонах нельзя судить о природе регистрируемых волн и о их сменах, т.е. расшифровывать волновую картину. Эти характеристики волн при изменении наклонов соответствующих границ и их физических особенностей могут давать картину, напоминающую смены волн при горизонтально-однородной слоистости.

Из приведенных здесь материалов ясно, насколько трудны вопросы разделения различных групп волн, установления их связи с теми или иными границами в разрезе и отождествления групп волн, относящихся к одной и той же границе, на записях разных станций при наблюдениях в подобного рода зонах.

Выводы

В результате вновь проведенного общего анализа полученных в Дальневосточной переходной зоне материалов ГСЗ показано следующее.

1. В зоне, включающей Катазиатский вулканический пояс на западе и краевой океанический вал на востоке, можно выделить четыре типа так называемых нормальных волновых полей, отвечающих структурам земной коры первого порядка, — континентальный, приматериковый, котловинный и океанический. Для каждого типа характерны свои кинематические и динамические особенности регистрируемых на сейсмограммах упругих колебаний. Эти особенности выдерживаются на больших площадях в пределах каждого типа и резко меняются при переходе от типа к типу.

2. Принципиальная смена характера поля с переходом от доминирования на сейсмограммах отраженных волн от основной поверхности в разрезе—границы Мохоровичича — к доминированию преломленных волн, обладающих кинематикой головных, происходит на границе между приматериковым и котловинным типами. Однако и в пределах коры приматерикового типа на участках, которые, как и котловины, характеризуются большой глубиной залегания поверхности консолидированной коры (> 3 км), на сейсмограммах появляются интенсивные преломленные волны.

Это позволяет высказать два утверждения: а) всем участкам с глубоким залеганием поверхности фундамента свойственно прослеживание интенсивных преломленных волн (типа головных) от границы Мохоровичича; б) между сейсмическими свойствами границы Мохоровичича и гипсометрическими характеристиками основных поверхностей в разрезе (кровли консолидированной коры и ее подошвы, т.е. границы Мохоровичича) существует корреляционная связь.

Из этих двух утверждений вытекает соответственно два следствия: а) так как на многих участках сложных областей сочленения, в том числе Курило-Камчатской, поверхность консолидированной коры залегает на больших глубинах, доминирующими волнами от поверхности Мохоровичича в этих областях являются преломленные (головные) волны; б) изменение разреза при переходе от приматерикового типа коры к котловинному (в пространстве) выдерживается прежде всего в изменении в пределах еще приматерикового типа

сейсмических свойств границы Мохоровичича – она становится сложной при тех же глубинах залегания – и гипсометрических характеристик поверхности консолидированной коры – она погружается. В дальнейшем (при переходе к котловинам) меняется также гипсометрия поверхности Мохоровичича: эта граница поднимается до глубин, сопоставимых с глубинами ее залегания в океанических областях.

3. Основной особенностью прослеживания волн в сложных зонах является их ярко выраженный групповой характер. Структура групп определяется областью расположения неподвижного звена системы взрыв – прибор, т.е. в случае описываемых морских работ областью выхода сейсмических лучей в месте расположения регистрирующей станции, и меняется от ветви к ветви. Разные волны в группах на записях различных станций сильно различаются по интенсивности, и наиболее слабые из них, в том числе по времени регистрации, могут теряться при корреляции. В связи с этим для установления наиболее вероятного хода сводных годографов необходимо получение достаточно полных систем встречных и нагоняющих годографов.

Глава I.2

ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДИКИ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

В главе I .1 было показано, что на многих участках переходной зоны регистрируются интенсивные преломленные волны, обладающие кинематикой головных. По ряду выявленных для них характерных признаков эти волны, как будет видно из дальнейшего, можно отнести к так называемым интерференционным головным волнам. В связи с тем, что количественно они интерпретировались как чистые головные волны, необходимо показать, что при этом не сделано существенных ошибок.

В этой главе приводятся результаты изучения особенностей возникновения и распространения интерференционных головных волн; рассматриваются возможности использования этих волн для суждения о реальных скоростных характеристиках среды; обсуждаются особенности регистрируемых в эксперименте групп волн в свете приведенных результатов изучения; обсуждаются ошибки построений, если наблюдаемые волны в действительности являются отраженными или рефрагированными.

1. Основные характеристики интерференционных головных волн по результатам расчетов, модельных и полевых исследований

Вопрос об интенсивных волнах типа головных обсуждается в литературе уже около 10 лет. Опубликовано достаточно много исследований теоретических, расчетных, модельных, а также некоторые полевые, в которых получены и частично объяснены основные характеристики этих волн (Nakamura, 1964а, б; 1968; Безроднов, 1966; Уломов, 1966; Бессонова, Михота, 1968; Епинатьева, Юхнин, 1970; Fuchs, 1971; Behrens, Gommlich, 1972; Епинатьева и др., 1973; Кун, Подьяпольский, 1973, и др.). Почти во всех случаях для их объяснения привлекаются интерференционные явления, возникающие в результате наложения колебаний разной природы с близкими временами регистрации. Такое наложение должно наблюдаться всюду, где имеются в разрезе близко расположенные границы раздела первого и второго рода.

Варианты вероятных моделей, в которых могут возникать интерференционные головные волны. Простейший случай, рассмотренный в литературе, – наличие в среде между двумя однородными полупространствами промежуточного слоя мощностью в несколько длин волн. Слой может быть как градиентным без скачков скорости на его кровле и подошве (так называемый переходный

слой), так и однородным со скачками скоростей (однородный промежуточный слой).

Случай переходного градиентного слоя кажется нам более вероятным в природных условиях, чем случай однородного слоя, так как контакт лобых, даже очень однородных материалов с течением времени должен дать переходную зону той или иной мощности с постепенно меняющимися по глубине физическими свойствами. О большой вероятности присутствия в разрезе, и в частности на границе Мохоровичича, такого слоя в некоторых районах свидетельствует характер изменения соотношения интенсивностей докритических и околокритических отражений при наблюдениях на разных частотах (Михота, 1969).

Увеличение перепада между экстремальными значениями амплитуд в соответствующих областях на кривых $A(R)$ с увеличением частоты может объясняться именно наличием на границе между корой и мантией переходного слоя (Мишенькин, 1970; Hirasawa, Berry, 1971, и др.).

При наличии градиентного переходного слоя, как следует из расчетов и подтверждается модельными экспериментами (Юхнин, 1973), основными интерферирующими компонентами являются: головная волна, возникающая на верхней границе слоя, отраженная волна от подошвы слоя (до предельной точки), одно-, двукратная и т.д. рефрагированные волны внутри слоя. В результате их наложения формируется достаточно интенсивное суммарное колебание, обладающее кинематикой головной волны и распространяющееся по пути, близкому к пути такой волны. Разница между путями простой головной и сложной волн состоит лишь в том, что в средней части пути, по которому распространяется суммарное интерференционное колебание, волновым процессом, участвующим в формировании головной волны, захвачена не тонкая приграничная область, а весь переходной слой.

На рис. I.16 приведены результаты расчетов, выполненных Епинатьевой и Юхниным (1970) по формулам Накамуры (Nakamura, 19646) для условий, возможных на границах в земной коре.

На графиках видно, что головная волна существенно усиливается при наличии переходного слоя на границе, и это усиление при постоянной мощности слоя тем больше, чем выше частота колебаний и чем больше разница скорости на границах слоя. Например, для условий на границе Мохоровичича ($V_1 = 6,1-6,7$; $V_2 = 8,1-8,4$ км/сек) слой мощностью в 5 км при наблюдениях на частоте 10 гц может приводить к усилению головной волны по сравнению со случаем отсутствия такого слоя до 5 раз.

Аналогичные выводы об усилении головной волны в случае переходного слоя получены при теоретических исследованиях Хирасавы и Берри (Hirasawa, Berry, 1971).

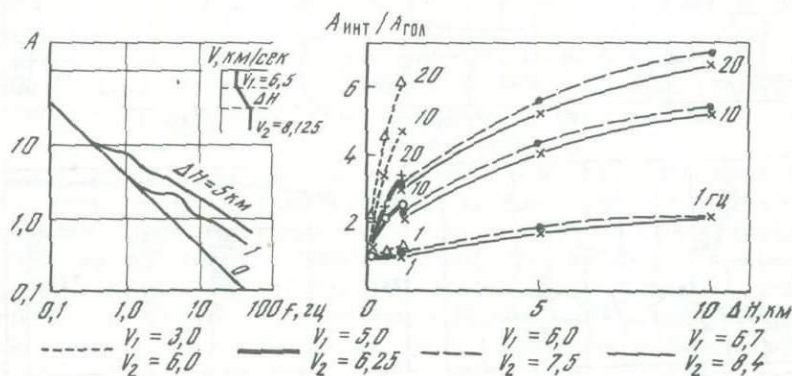


Рис. I.16. Графики, характеризующие увеличение амплитуды интерференционной головной волны при наличии между двумя полупространствами с постоянными скоростями V_1 и V_2 градиентного переходного слоя мощностью ΔH по сравнению с чистой головной волной в случае отсутствия слоя (Епинатьева, Юхнин, 1970)

Выводы теоретических работ подтверждаются результатами исследований на моделях. В работе (Юхнин, 1973) проведено сопоставление некоторых экспериментальных данных, полученных рядом авторов (Кашан, Епинатьева, 1967; Nakamura, 1968; Аверьянов, 1969) на моделях, с расчетными данными для этих же моделей, полученными Юхниным. Показано, что результаты модельных экспериментов и расчетов достаточно хорошо согласуются между собой, свидетельствуя о правильном, по-видимому, в целом подходе при теоретических расчетах к выбору главных компонент волнового поля, формирующее результирующее интерференционное колебание. Поэтому мы можем при анализе полевых сейсмограмм, как нам кажется, опираться также и на результаты расчетов для условий ГСЗ (Епинатьева, Юхнин, 1970).

В случае однородного промежуточного слоя интерферируют головная волна, распространяющаяся вдоль верхней границы слоя, и отраженная от его подошвы (Бессонова, Михота, 1968; Fuchs, 1968; 1971; Юхнин, 1973 и др.). Из рис. 1. 17а, на котором приведены некоторые результаты расчетов для области перехода от коры к мантии, хорошо виден результат этой интерференции (средняя сейсмограмма) при мощности промежуточного слоя 5 км и длине волны около 1,8 км (падающий на границу импульс изображен справа, у моделей). Природа волн указана на скоростных кривых V_p ; d - интерференционное колебание, сформированное наложением многократных отражений в слое.

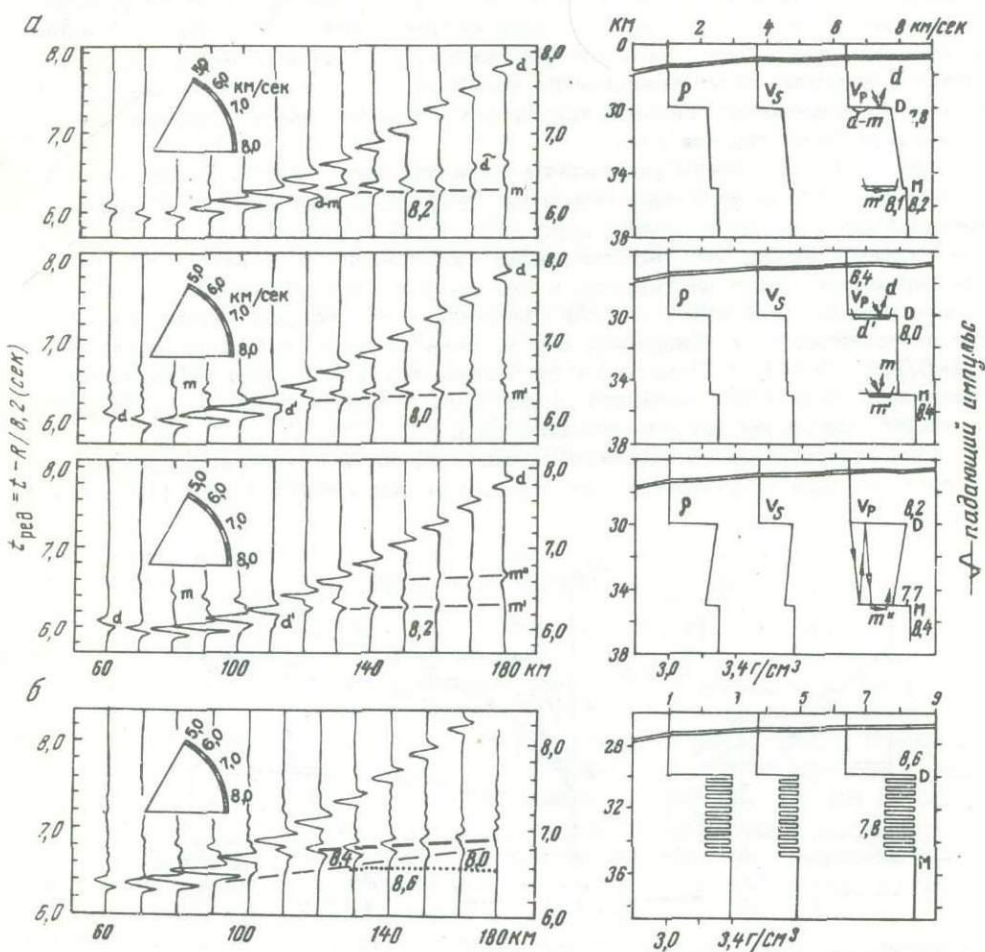


Рис. 1.17. Синтетические сейсмограммы для некоторых моделей перехода между корой и мантией (Fuchs, 1971)

а - при наличии промежуточного слоя со скачками скорости на его границах; б - в случае тонкослойной зоны перехода

Суммарное колебание интерференционной головной волны, образованное наложением преломления d' на кровле промежуточного слоя и отражения m от его подошвы, лишь немного уступает по интенсивности отраженной волне d от резкой границы на кровле промежуточного слоя.

На рис. I. 17, а для сравнения приведены также модели с наличием одновременно и скачков скорости на кровле и подошве слоя и градиентов в слое — положительного (верхняя модель) и отрицательного (нижняя модель). В обоих случаях наблюдается расширение первой группы волн. В ней появляются волны, подобные волнам-спутникам на экспериментальных сейсмограммах и названные Фуксом реверберационными колебаниями. Их возникновение связано с регистрацией кратных волн. При этом в зависимости от характера распределения скорости в переходной зоне они могут иметь такие же кажущиеся скорости, как первые волны (отрицательный градиент), или несколько меньшие (положительный градиент). Правда, появление этих волн сопровождается общим снижением интенсивности группы.

Некоторыми исследователями для объяснения достаточно интенсивных волн типа головных рассматривались также тонкослоистые регулярные или нерегулярные пачки (Fuchs, 1971; Kosminskaya et al., 1972; Behrens, Gommlich, 1972; Давыдова и др., 1973). Реальность тонкой неоднородности в верхних частях коры, в том числе в фундаменте (поверхности консолидированной коры), во многих случаях доказана прямыми наблюдениями в скважинах. Она кажется вероятной и для границ во внутренних частях коры и верхней мантии, независимо от типа протекающих в них основных процессов, будь то дифференциация вещества по составу (Марков и др., 1973), фазовые переходы, метаморфизм (Белоусов, 1966) или дренаж (Григорьев, 1971).

Подтверждением существования серий пачек слоев во многих районах может служить групповой характер глубинных отраженных волн в докритической области (Дружинин и др., 1970; Вожжова, Чамо, 1971; Давыдова, 1972, и др.). Иногда приходится прибегать также к допущению такого строения среды для объяснения характера прослеживания и значений скоростей поверхностных волн от землетрясений (Yoshii, 1971), а также для объяснения большой интенсивности проходящих обменных волн (Берзон, 1966).

На рис. I.17, б приведен пример исследованной теоретически (Fuchs, 1971) регулярной тонкослоистой пачки и синтетической сейсмограммы для нее. Видно, что для случая такой пачки первая группа является еще более сложной, чем для рассмотренных выше верхней и нижней моделей рис. I.17, а, хотя здесь, вообще говоря, еще допустима некоторая волновая корреляция по наиболее интенсивным компонентам группы. В случае нерегулярных пачек, которые более вероятны в природных условиях, картина будет, по-видимому, еще сложнее, полностью интерференционной.

Существенное увеличение интенсивности головной волны по сравнению с полупространством будет также в случае изолированного слоя с повышенной скоростью (постоянной или нарастающей с глубиной) в однородной среде (рис. I.18). Однако мы считаем такие случаи — непрерывно прослеживающихся на десятки и сотни километров достаточно тонких слоев с повышенными скоростями — маловероятными в реальных условиях.

Наконец, отметим, что интерференционные головные волны будут наблюдаться и в случае достаточно толстых слоев, которые можно считать уже не промежуточными, а имеющими самостоятельное значение в скоростном разрезе коры (Косминская, 1968; Helmberger, 1968; Тулина, Зверев, Михота и др., 1972; Епинатьева и др., 1973). В случае толстого слоя лишь отодвинется на большее расстояние от источника начало прослеживания интерференционной волны, так как на малых расстояниях преломленная волна от кровли слоя и отраженная от его подошвы будут регистрироваться еще раздельно, не создавая единой группы колебаний. Наиболее подходящие условия для таких интерференционных волн — в котловинном и океаническом типах коры, характеризующихся уменьшенными мощностями всех слагающих кору слоев.

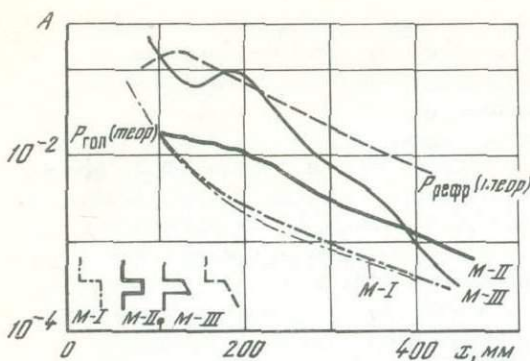


Рис. 1.18. Сопоставление интенсивностей интерференционных головных волн от однородного и градиентного слоев и волн $P_{Гол}$ и $P_{рефр}$ от полупространств с такими же скоростями на границе раздела по данным модельных исследований и теоретических расчетов (Юхнин, Павлов, 1972)

Скорости распространения интерференционных головных волн. Вопрос о том, какими результирующими скоростями характеризуются интерференционные головные волны, очень важен, так как именно он определяет степень достоверности результатов, получаемых при количественной интерпретации. Однако в опубликованных до настоящего времени работах, за редким исключением (Kind, 1974), этому вопросу уделялось мало внимания. Мы попытались рассмотреть его для уже приведенных нами моделей среды.

Кажущаяся скорость по годографу интерференционного колебания должна определяться доминирующей компонентой (Косминская, 1956; и др.). В случае градиентного переходного слоя без скачков скоростей на его границах главными компонентами будут рефрагированные волны – сначала первой, затем все более высоких кратностей, которые накладываются друг на друга и на возбуждаемые ими такие же однократную и многократные дифрагированные головные волны (Юхнин, 1973). Для каждой из кратностей рефрагированной волны V^* в начальной части годографа будет равна скорости в верхней части переходного слоя, а перед предельной точкой – скорости в его нижней части. Однако так как каждая очередная кратная волна будет подстраиваться к предыдущей в ее последующей части и выходить в первые вступления почти перед подходом к своей предельной точке и временной сдвиг между кратными волнами очень мал вследствие ограниченности вертикальных размеров слоя, то кажущаяся скорость по годографу суммарной волны будет приближаться к пластовой скорости $V_{\text{л}}$ в нижней части переходного слоя, т.е. в конечном счете к скорости в нижнем полупространстве. Поэтому если мы будем строить границу по годографу интерференционной волны, мы должны получить для нее граничную скорость, близкую к скорости в полупространстве под переходным слоем.

Кажущиеся скорости, которые должны получаться по годографам интерференционных волн для моделей Фукса (см. рис. 1.17), хорошо определяются по синтетическим сейсмограммам. Если соединить линиями годографов наиболее характерные фазы и определить по ним значения кажущихся скоростей, получаются цифры, указанные под годографами на сейсмограммах. Из полученных величин видно, что верхняя модель рис. 1.17,а дает картину интерференции, аналогичную разобранному выше случаю. Наклон годографа интерференционной волны соответствует скорости под нижней границей M переходного слоя.

Другая картина наблюдается в случае однородного промежуточного слоя (средняя модель на рис. 1.17,а). Основной энергетический вклад в головную интерференционную волну вносят здесь отражения m от границы M , которые на асимптоте дают скорость, равную скорости в промежуточном слое, а не в подстилающем его полупространстве. Поэтому на сейсмограмме прослеживаются две очень близкие по интенсивности волны, одна из которых (d) отвечает отражению от поверхности D промежуточного слоя, другая (интерференционное колебание) по своей скоростной характеристике – преломлению на этой поверхности. Об интерференции свидетельствует лишь взаимное расположение годографов этих двух волн. Годограф преломленной волны,

как можно видеть из синтетической сейсмограммы, располагается примерно на 0,1 сек выше, чем положено для годографа головной волны. Однако это находится в пределах полосы ошибок эксперимента и может не приниматься во внимание.

Сходная по кинематике, хотя совершенно другая по динамике и структуре поля картина получается в нижней модели рис. 1.17,а. Правда, здесь трудно судить о том, с какой скоростью в разрезе сопоставляется V^* по годографу первых волн, так как численные значения скоростей на границах D и M взяты автором очень близкими. Однако из общих соображений ясно, что она не может приближаться к скорости под границей M.

Наиболее сложной является картина тонкослоистой зоны контакта двух полупространств. Из работы Фукса мы привели наипростейший случай регулярной пачки со сравнительно небольшими перепадами скоростей в отдельных прослоях (см. рис. 1.17,б). Из сопоставления рис. 1.17,б с моделями рис. 1.17,а, имеющими те же самые вертикальные времена пробега, видно, что на сейсмограмме для пачки уже нет той относительной четкости начала колебаний (первых вступлений), которая на предыдущих сейсмограммах позволяла уверенно провести годограф первой волны. Линия видимых первых вступлений (тонкая) сечет собой линию наиболее интенсивной фазы (жирная) и линию истинных первых вступлений (точки). При этом V^* по первой названной линии чуть больше минимальной скорости в пачке (8,0 км/сек против 7,8), вдоль линии истинных первых вступлений (практически невидимых на сейсмограмме) — равна максимальной скорости (8,6 км/сек), а по линии наиболее интенсивных фаз, которые вероятнее всего и будут выделены на записях в случае аналогичной ситуации в эксперименте, — чуть меньше максимальной скорости в пачке (около 8,4 км/сек против 8,6). В результате осреднения скоростей по линии видимых первых вступлений и линии максимальной фазы будет получено значение 8,2 км/сек, равное средней скорости в пачке. Правда, следует оговорить, что рассматриваемая пачка характеризуется малым коэффициентом квазианизотропии — 0,6%. В случае большего коэффициента картина будет значительно сложнее. Однако в этом случае существенно упадет интенсивность интерференционных колебаний, и в эксперименте с подобной ситуацией вряд ли вообще удастся выделить какие-либо преломленные волны.

В случаях толстых слоев будут наблюдаться картины, аналогичные соответствующим промежуточным слоям, только на существенно больших расстояниях от источника.

Таким образом, из рассмотрения разных моделей переходных зон между слоями вытекает вывод о том, что во всех случаях по годографам этих волн получаются скорости, либо близкие к скоростям в нижнем полупространстве, либо меньшие этих скоростей, и никогда не получаются большие скорости. Этот вывод является очень важным, если учесть, что в эксперименте часто получаются весьма высокие значения скоростей (до 9,5 км/сек и выше), которые многие исследователи склонны не принимать во внимание, считая их ошибочными, не отвечающими реальным значениям в разрезе.

Вернемся теперь к нашим экспериментальным материалам.

Обсуждение особенностей регистрируемых на сейсмограммах групп волн в свете приведенных выше расчетных и модельных данных об интерференционных колебаниях.

1. При описании регистрируемых на сейсмограммах групп волн обращалось внимание на изменчивость характера записей при переходе от одной станции к другой и его сравнительную устойчивость в пределах записей одной станции. Волны от одной и той же границы раздела на сейсмограммах разных станций представлены по-разному: на одних — длинным неразрешенным цугом интерференционных колебаний, на других — одной, хотя и сложной волной, на третьих — группой достаточно хорошо разрешенных отдельных волн разной интенсивности, характеризующихся очень близкой кинематикой и названных нами поэтому волнами-спутниками, и т.д. Сопоставление этих особенностей экспериментальных записей с особенностями рассмотренных выше теоретических

интерференционных волн, возникающих при наличии в разрезе простых и сложных переходных зон между отдельными слоями, дает нам возможность увязать их между собой.

Индивидуальность записей каждой станции можно объяснить индивидуальностью тонких особенностей структуры данной границы под этой станцией, поскольку тонкая структура естественно не может не меняться от места к месту. Допустим, что в области выхода под одной станцией это достаточно тонкий (в несколько длин волн) градиентный или однородный промежуточный слой, дающий на сейсмограммах единый неразрешенный, пуг интенсивных колебаний; под другой – сравнительно толстый слой, от которого регистрируется ряд волн-спутников; под третьей – тонкослоистая пачка, дающая сложную группу колебаний и т.д. Безусловно, на характер записей влияет и зона входа под каждым взрывом, однако в связи с тем, что при передвижных взрывах она все время меняется, определяющей в образовании структуры волновой группы для данной станции оказывается постоянная зона выхода.

2. Большое значение при рассмотрении экспериментальных материалов мы придали факту увеличения интенсивности головной волны от границы Мохоровичича в областях глубокого залегания поверхности консолидированной коры. Основываясь на сопоставлении его с особенностями интерференционных головных волн, можно предположить, что при переходе к этим областям меняется структура и тип подошвы коры, она становится более сложной, представленной переходной зоной. Этот результат нам кажется очень интересным в свете различных гипотез о перестройке структуры разреза в процессе развития верхних оболочек Земли. К нему мы еще вернемся в гл. 1.4.

3. Очень важным моментом, которому было уделено достаточно большое внимание в работе (Тулина, Зверев и др., 1971), является систематически наблюдавшееся в Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоне (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971) превышение дальностей регистрации наземных станций, работавших на частоте 10 гц, по сравнению с морскими станциями, работавшими на частоте 5 гц, несмотря на то, что в спектре взрыва по условиям интерференции (Непрочнов, 1960; Зверев, 1962) подчеркивалась 5-герцовая составляющая ($Q = 135$ кг, $h = 90$ м). Разница в дальностях достигала 50-100 км, причем часто даже при одинаковых отношениях амплитуд сигнала и фона помех. В указанной выше работе был сделан вывод о том, что основную роль здесь, по-видимому, играет корреляционное прослеживание колебаний на многоканальных записях наземных станций¹. О том, что это, возможно, определяется также и рабочим частотным диапазоном наземных станций, никаких высказываний не делалось. Наоборот, была высказана рекомендация целесообразности перехода при наземной регистрации на более низкие частоты в связи с низкой резонансной частотой в спектре взрыва.

Полученным выше результатом действительно подчеркивается большая роль корреляционного выделения волн на сейсмограммах, однако из него вовсе не следует, что это единственная или даже главная причина больших дальностей регистрации наземных станций. В связи с тем что регистрируемые волны имеют ряд признаков интерференционных суммарных колебаний, распространяющихся по путям головных волн, вполне вероятно, что именно переход в более высокочастотный рабочий диапазон и обеспечил большие дальности, так как амплитуда интерференционных колебаний растет с увеличением частоты. Некоторым подтверждением этому могут служить результаты анализа спектральных особенностей полезных сигналов по данным морских станций, приведенные в работе (Тулина, Зверев и др., 1971).

В этой работе получен устойчивый и систематический сдвиг вправо, т.е. в сторону более высоких значений преобладающих частот в спектре волны P^M

¹Прямое сравнение абсолютных уровней сигналов провести было невозможно из-за отсутствия калибровки и контроля чувствительности аппаратуры на наземных станциях.

при больших глубинах погружения стандартного заряда, когда переставали создаваться особо благоприятные условия для какой-либо из спектральных составляющих, в том числе 5-герцовой.

Таким образом, абсолютная интенсивность волны P^M , зарегистрированной при экспериментах на частоте 10 гц, по-видимому, больше, чем на частоте 5 гц. В связи с этим заметим, что наши рекомендации (Тулина, Зверев и др., 1971) о целесообразности перехода при наземной регистрации на более низкие частоты могут быть полезными только с точки зрения максимального использования энергии взрыва. Чтобы установить наиболее благоприятные условия для наблюдений вообще, нужны дальнейшие эксперименты, в том числе такие, которые обеспечивали бы оптимальные условия возбуждения и регистрации колебаний на частоте 10 гц. Этот вопрос требует специального рассмотрения еще и потому, что при наблюдениях на материке, как известно, практически во всех районах используется установленная эмпирически полоса рабочих частот 8-16 гц.

Итак, мы получили еще одно свидетельство большой вероятности того, что регистрируемые в эксперименте ГСЗ интенсивные головные волны имеют интерференционную природу.

4. Опираясь на полученные выше результаты, можно высказать предположения по поводу такой особенности сейсмических материалов, как более высокие скорости в земной коре и верхней мантии по данным ГСЗ по сравнению с данными сейсмологии. Указанная разница отмечалась рядом исследователей (Kosminskaya et al., 1972 и др.). Действительно, в ГСЗ, например, стало частым явление, когда для границы Мохоровичича фиксируются скорости 8,6-8,8 км/сек. По данным же сейсмологии, скоростей выше 8,0-8,1 км/сек вдоль этой границы, как правило, не отмечается. Мы думаем, что главную роль здесь играет именно существование между основными слоями в земной коре и верхней мантии переходных зон, мощности которых составляют несколько длин волн в диапазоне частот ГСЗ и менее одной длины волны в диапазоне частот сейсмологии. Эти зоны формируют интерференционные головные волны, которые обладают достаточно высокой интенсивностью в первом диапазоне и слабы или просто отсутствуют во втором.

Одно из экспериментальных проявлений разницы — значительно меньшая протяженность годографов отдельных волн в ГСЗ по сравнению с годографами в сейсмологии.

Таким образом, можно заключить, что различия между волновыми полями в ГСЗ и в сейсмологии могут служить, с одной стороны, свидетельством, с другой — доводом (еще одним, наряду с другими, приведенными выше) в пользу существования в земной коре и верхней мантии достаточно тонких (первые километры) переходных зон между основными толстыми слоями, слагающими разрез. Эти зоны никак не фиксируются на низкочастотных записях землетрясений.

Вопрос о том, как сопоставлять между собой и взаимно дополнять волновые поля ГСЗ и сейсмологии, все еще ждет своего разрешения.

Таким образом, зарегистрированные на сейсмограммах ГСЗ интенсивные преломленные волны могут быть отнесены к классу интерференционных головных волн, возникающих в среде с близко расположенными границами раздела; их можно интерпретировать как обычные головные волны и получать при этом сведения о реальных скоростных характеристиках среды.

2. Погрешности построения границы d^M по отраженным и рефрагированным волнам как по головным в условиях коры, близкой к коре приматерикового и континентального типов

Вопрос об оценке погрешностей в случае неправильного определения природы волн для нас особенно важен в связи с тем, что в сложных зонах закономерности распространения волн очень нарушены, поэтому избежать здесь ошибок практически невозможно.

Предположим, что регистрируемые волны в подавляющем числе случаев, как считали или считают многие исследователи (Епинатьева, Куденко, 1968; Епинатьева, 1969; Чамо и др., 1972; Павленкова, 1973 и др.), являются отраженными (слоисто-однородная среда) или отраженными и рефрагированными (градиентно-слоистая среда), а мы ошибочно интерпретируем их как головные. К каким погрешностям это приведет?

Оценки были произведены в работе (Тулина, 1973) путем графических построений границы Мохоровичича по годографам отраженных и рефрагированных волн как по годографам головных волн. Правомочность таких оценок вытекает из общих соображений о близких значениях кажущихся скоростей отраженных и головных волн в околокритической области, где вероятнее всего можно зарегистрировать именно отраженную волну, обладающую в этой области наибольшей интенсивностью, и о малых различиях в кажущихся скоростях головных и рефрагированных волн на больших расстояниях от источника, где, вследствие преобладания в коре малых градиентов скорости, трудно уловить изменение кривизны экспериментального годографа.

Задача ставилась следующим образом. Имеются теоретические годографы и амплитудные кривые для заданного разреза коры. Необходимо выбрать участки годографов, в пределах которых регистрируются доминирующие по интенсивности колебания, определить по ним расчетную скорость (т.е. скорость, с которой должны производиться построения) до границы d^M и построить эту границу. Мерой точности интерпретации являются различия в положении и скоростных характеристиках границы, полученных в результате проведенных построений, по сравнению с исходными.

Обратим внимание на то, что кроме оценок погрешностей, связанных с ошибками в определении природы волн, в данном случае будет оцениваться одновременно также степень достоверности расчетной скорости, вычисленной по годографам доминирующих волн.

Как следует из расчетов и указывалось выше, при наличии скачков скоростей в однородно-слоистом разрезе доминирующими на сейсмограммах колебаниями, которые мы как раз преимущественно и должны выделять при корреляции, являются отраженные волны, относящиеся к околокритическим областям годографов, т.е. к тем областям, где кажущаяся скорость по годографу отраженной волны является весьма близкой к скорости головной волны, несколько превышая последнюю в докритической части и являясь несколько меньшей в закритической части, и где труднее всего отличить по кинематическим признакам отраженную волну от головной. При наличии наряду со скачками скоростей также их градиентов в слоях становятся достаточно интенсивными на сейсмограммах преломленные волны, заходящие под границы внутрь слоев (рефрагированные).

При построениях брались разрезы, которые по общей мощности коры близки к приматериковому и континентальному типам. Взял ряд примеров с различным характером изменения скорости с глубиной, поскольку в реальных условиях даже по достаточно полному экспериментальному материалу не всегда удается составить ясное представление о законе этого изменения.

Модели со слоями пониженной скорости не рассматривались.

Использовались годографы и амплитудные кривые для четырех моделей градиентной коры (Гутерх, 1972). Общая мощность коры в этих моделях, равная 32 км, близка к наблюдаемой в Хоккайдо-Сахалинском прогибе переходной зоны (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971). Браться мало-расслоенная и сильно-расслоенная модели с уменьшающимся и увеличивающимся с глубиной градиентами.

Амплитудные кривые были подсчитаны автором моделей в лучевом приближении. В соответствии с ними доминирующей от границы Мохоровичича до расстояний около 200 км является отраженная волна, на больших расстояниях - рефрагированная. Пересчет кривых по уточненным формулам (Чекин, 1964; Cerveny, Jansky, 1965) привел бы к доминированию отраженной волны на всем протяжении ее прослеживания. Однако в связи с тем, что рефрагиро-

важная волна прослеживается в первых вступлениях, она должна все равно сравнительно легко выделяться на записях.

Расчетные средние скорости в коре определялись по точке выхода волны $P_{\text{пр}}^M$ в первые вступления. Они получились меньше сосчитанных по разрезу и составивших 0,6 км/сек на 0,1 км/сек для слабо расслоенной модели и для модели с нарастающим градиентом скорости с глубиной и на 0,2 км/сек для сильно расслоенной модели и модели с уменьшающимся градиентом.

Результаты построений показали, что наименьшие ошибки получаются при расстояниях между станциями, равных расстояниям до начальной точки ($R_{\text{нт}}$) и немного меньших, и при интервалах совместно обрабатываемых встречных годографов отраженных волн, относящихся к участкам не ближе, чем $-1/2 R_{\text{нт}}$, и не далее, чем $+1/2 R_{\text{нт}}$, от начальной точки. В этих случаях ошибки не превышают величины 2 км, т.е. около 6%, даже при тех заниженных средних скоростях \bar{V} в коре, которые получены нами по координатам точки выхода преломленной волны $P_{\text{пр}}^M$ в первые вступления и использовались при построениях. При использовании более точных значений \bar{V} ошибки будут меньше. В случае привлечения к интерпретации более далеких частей годографов отраженных волн, т.е. когда начинают играть определяющую роль закритические их участки, ошибки резко возрастают при одновременном искажении рельефа границы.

По годографам рефрагированных волн, даже в случае некоторого захвата при построениях годографов отраженных волн в докритической области (до расстояний $-1/2 R_{\text{нт}}$ от начальной точки), ошибки достигают 3 км при заниженных скоростях \bar{V} , определенных по координатам точки выхода волны в первые вступления, и уменьшаются до 1–2 км при более точных скоростях при практически любых длинах годографов и расстояниях между совместно обрабатываемыми станциями.

Сравнивая полученные по годографам расчетные скорости и соответствующие им результаты построений для различных моделей, заметим, что наименьшие погрешности получились для более расслоенного разреза с уменьшающимся градиентом скорости с глубиной. Этот результат нам кажется очень важным, так как такая модель, по-видимому, ближе всего отвечает реальному строению земной коры (Косминская, 1968).

Граничные скорости, получающиеся при построениях, дают очень большой разброс вокруг истинного значения. Ширина полосы разброса достигает по большинству точек в среднем $\pm 0,5$ км/сек с переменой знака отклонения через каждые 15–20 км. Эти результаты следует иметь в виду при анализе экспериментальных материалов, в том числе опубликованных ранее по переходной зоне. В тех случаях, когда для граничной скорости получается неустойчивое значение, меняющееся незакономерно от участка к участку примерно в соответствии с указанными выше цифрами, следует проводить осреднение граничных скоростей по всем участкам.

Аналогичные построения были выполнены по экспериментальным материалам в областях уверенного прослеживания околокритических отражений в Охотском море. Получено, что данные отраженных волн $P_{\text{отр}}^M$, обработанных как головные, дают не сильно отличающиеся результаты о положении границы d^M . В преобладающем числе случаев (72%) разница в глубинах составляет 0–1,2 км. При глубинах 25–30 км это соответствует максимальной ошибке 4–5%. Заметим, что такие же ошибки получаются при построениях d^M по отраженным волнам в случае неучета изменения лучевой скорости в слоистой среде при последовательном удалении от источника, а именно 1–2 км при глубинах 34–54 км, т.е. 2–6% (Старобинец, 1972). Эти цифры не выходят за пределы вообще достигнутой в настоящее время точности интерпретации материалов взрывной сейсмологии в пределах коры континентального типа (Джеймс, Стейнхарт, 1972).

Результаты оценок в целом позволяют надеяться, что общие черты глубинной структуры даже в случае ошибок при определении физической природы волн выявляются с достаточной степенью приближения. Этот результат согласуется с результатами других исследователей (Баранова, 1971 и др.) и является особенно важным для сложных зон, характеризующихся контрастным строением, где природу волн определять очень трудно.

Выводы

Анализ приведенных в опубликованных работах результатов расчетов и моделирования волновых полей для разных типов скоростного перехода на границах раздела, сопоставление их с особенностями экспериментальных волновых полей, зарегистрированных в Дальневосточной переходной зоне, и построение границ по волнам заведомо другой природы, чем предполагается при интерпретации, дают основание утверждать следующее.

1. На сейсмограммах ГСЗ возможна регистрация колебаний, обладающих достаточно большой интенсивностью и имеющих кинематику головных волн. Эти волны могут быть отнесены к интерференционным головным волнам и объяснены наложением "чистых" волн разной природы, имеющих близкие времена регистрации. Этой же причиной в большой мере может быть объяснен групповой характер записей. Наиболее благоприятными для возникновения таких волн являются переходные зоны между слоями с близко расположенными границами раздела.

2. Интерференционные головные волны могут интерпретироваться способами, разработанными для интерпретации чистых головных волн, и давать сведения о скоростных характеристиках переходных зон между слоями земной коры и верхней мантии или самих этих слоев.

3. С допустимыми погрешностями указанными способами могут интерпретироваться также отраженные волны в областях наиболее высокой их интенсивности, а именно в околокритических областях, при расстояниях между станциями, близких к расстоянию до начальной точки R_{HT} , и при интервалах использованных годографов примерно от $-1/2 R_{HT}$ до $+1/2 R_{HT}$, а также рефрагированные волны. Средние значения получаемых при этом граничных скоростей будут близки к таковым под соответствующими границами раздела.

Глава 1.3

ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ СИСТЕМ ОСТРОВНАЯ ДУГА—ГЛУБОКОВОДНЫЙ ЖЕЛОБ НА ПРИМЕРЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ СИСТЕМЫ

Системы островная дуга—глубоководный желоб являются областями сочленения земной коры океанического типа с переходными котловинным и приматериковым типами коры окраинных морей.

Нами детально рассматриваются материалы, полученные на пересечении Курило—Камчатской системы у Восточной Камчатки, проводится сопоставление их с материалами по другим пересечениям зоны, а также с результатами по аналогичным системам.

В соответствии с материалами рекогносцировочных наблюдений 1957—1958 гг. (Строение земной коры..., 1964) Курило—Камчатская зона Тихого океана, несмотря на ряд приповерхностных, а также некоторые глубинные признаки как единой региональной структуры (непрерывная цепочка островов Большой дуги, почти непрерывное поднятие хр. Витязя, четко выраженный по глубине и непрерывный по протяженности глубоководный желоб, единая в первом приближении фокальная зона) не проявлялась в виде такой же единой структуры в строении земной коры и подстилающей ее верхней мантии. Она

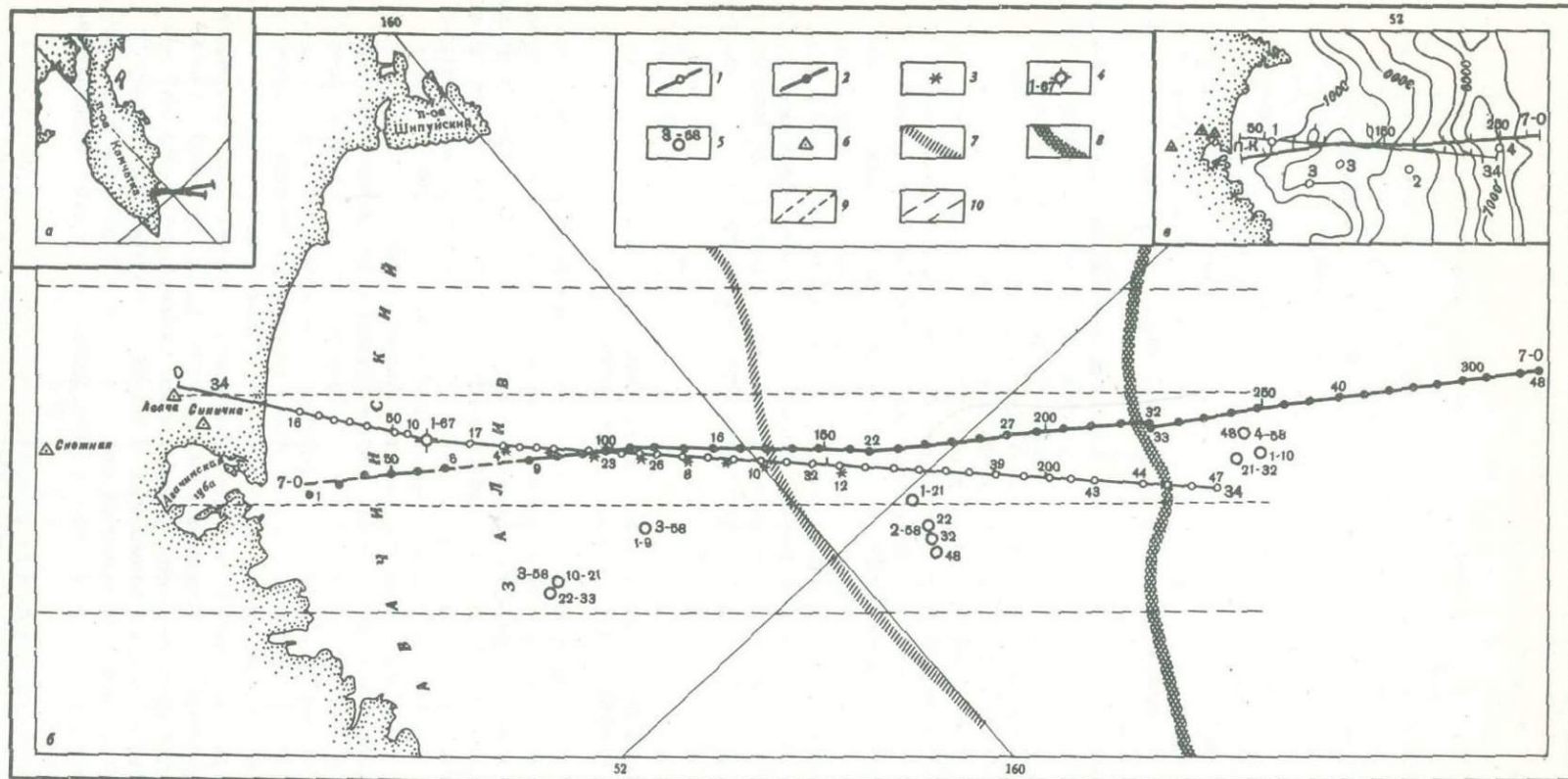


Рис. 1.19. Обзорная схема расположения профилей 7-0 и 34 у Восточной Камчатки (а), схема прострелки и наблюдений на профилях 7-0 и 34 (б) и батиметрическая схема района работ (в)

1 - взрывы 1967 г. на ПР 34; 2 - то же, 1958 г. на ПР 7-0; 3 - специальные взрывы 1968-1969 гг.; 4 - положение морской наблюдающей станции на ПР 34; 5 - то же, морских станций на ПР 7-0 с учетом дрейфа; рядом указаны номера взрывов, произведенных при данном положении станции; 6 - наземные станции, регистрировавшие взрывы 1967-1969 гг.; 7 - ось подводного хр. Шатского; 8 - ось глубоководного желоба; 9 - полоса, занятая линиями профилей ГСЗ (ширина ~24 км); 10 - полоса, внутри которой производилось сопоставление с сейсмичностью (ширина 70 км); П-К - Петропавловск-Камчатский

представлялась двумя крупными независимыми блоками коры, северным и южным, содержащими глубокие прогибы (до $h = 35$ км) в поверхности Мохоровичича d^M и разделенными в центральной части зоны сравнительно узким третьим блоком с существенно приподнятым положением этой поверхности.

Блоки выделялись по всем построенным тогда структурным схемам: изопакит осадочной толщи, изомощностей консолидированной коры, структур земной коры, изоглубин поверхности d^M . Каждый из упомянутых выше прогибов в поверхности Мохоровичича был выявлен на основании трех профилей, пройденных вкрест простирания системы (Вейшман, 1964; Тулина, Миронова, 1964) и однозначно свидетельствующих о том, что прогибы являются изолированными друг от друга в пределах системы структурами до уровня глубин не менее 15 км. На основании полученных тогда материалов не удавалось выявить ни одной особенности глубинного строения, которая непрерывно прослеживалась бы по всей зоне и увязывалась бы каким-либо образом с перечисленными в начале главы едиными для зоны признаками. Хотя и были получены тогда некоторые указания на полосчатость строения (Тулина, Миронова, 1964), материалов не хватало, чтобы выполнить по ним какие-либо структурные построения.

Как оказалось в дальнейшем, дополнения этих материалов всего тремя ветвями доброкачественных нагоняющих годографов на одном из профилей — ветвями станций Авача, Синичка и 1-67, полученными в 1967 г. на профиле 34, близком к линии ПР 7-0 у Восточной Камчатки (рис. I.19; Тулина, Зверев, Красильщикова, 1972), было достаточно, чтобы по-новому осветить все остальные Курило-Камчатские профили и получить стройную картину единых волновых признаков, свидетельствующих о весьма характерных чертах глубинного строения всей зоны. Благодаря тому что на вновь полученных ветвях при высокой их достоверности трижды повторились в волновом поле одни и те же особенности, которые встречались ранее лишь в разрозненном виде на разных профилях и поэтому не могли быть достаточно оценены, мы можем придать им в настоящее время глубокий геолого-геофизический смысл. Этими особенностями явились признаки генеральных разломов, разделяющих блоки коры с разным строением и простирающихся на многие сотни километров вдоль Курило-Камчатской системы.

1. Главные блоки коры и разделяющие их глубинные разломы по данным профилей ГСЗ у Восточной Камчатки

Профили 7-0 и 34 идут из Авачинского залива на юго-восток, пересекая вкрест простирания главные структурные образования зоны: полосу восточных полуостровов и заливов Камчатки, подводный хр. Шатского, Курило-Камчатский глубоководный желоб, и выходят в пределы краевого вала океана. Линии прострелок этих профилей, как видно на рис. I. 19, весьма близки, поэтому материалы по ним, несмотря на сложную батиметрию района (см. рис. I. 19, в), могли интерпретироваться совместно, как по одному профилю.

Система наблюдений и зарегистрированные группы волн достаточно подробно освещались в работе (Тулина, Зверев, Красильщикова, 1972). Здесь обсудим только разрез (рис. I. 20, в, см. вкладку), по мере необходимости — систему годографов (рис. I. 20, а) и в качестве иллюстрации степени выразительности в волновом поле разломных зон — некоторые сейсмограммы.

Разрез. Построение разреза велось методом полей времен, по годографам, увязанным по временам во взаимных точках, с учетом преломления на дне океана. Всюду, где было возможно, учитывалось также преломление на границах в коре. Варианты всех возможных, с нашей точки зрения, построений с позиций головных волн приведены на рис. I. 21 и в таблице. На рис. I. 20, в линиями нанесены наиболее вероятные из них. Области, занятые вариантами, показаны штриховкой.

Расчетные скорости для самого верхнего слоя, залегающего над первой прослеженной границей (между дном и этой границей), принимались главным

Варианты построения границы на профиле 7 - 0-34

| Блок восточных полуостровов и заливов Камчатки | | | | | | | | Блок хр. Шатского | | | |
|--|--------------|-------------------|--------------|-------------------|--------------|-------------------|--------------|-------------------|--------------|-------------------|--------------|
| а | | б | | в | | г | | а | | б | |
| $V_{\text{покр}}$ | V_{Γ} | $V_{\text{покр}}$ | V_{Γ} | $V_{\text{покр}}$ | V_{Γ} | $V_{\text{покр}}$ | V_{Γ} | $V_{\text{покр}}$ | V_{Γ} | $V_{\text{покр}}$ | V_{Γ} |
| 2,6 | 6,8; 5,5 | 4,3-5,0-4,5 | 7,3 | 6,0 | 7,8 | 6,4 | 8,8 | 2,6 | 5,8 | 5,0 | 9,3 |
| 6,8; 5,5 | 7,4 | 7,3 | 9,6 | | | | | 5,8 | 9,6 | | |

Примечание. $V_{\text{покр}}$ - средняя или пластовая скорость в покрывающей толще; V_{Γ} - граничная скорость вдоль подстилающей границы.

Окончание таблицы

| Приосевой блок | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------|--------------|-------------------|--------------|-------------------|--------------|-------------------|--------------|-------------------|--------------|-------------------|--------------|-------------------|--------------|
| а | | б | | в | | г | | д | | е | | ж | |
| $V_{\text{покр}}$ | V_{Γ} | $V_{\text{покр}}$ | V_{Γ} | $V_{\text{покр}}$ | V_{Γ} | $V_{\text{покр}}$ | V_{Γ} | $V_{\text{покр}}$ | V_{Γ} | $V_{\text{покр}}$ | V_{Γ} | $V_{\text{покр}}$ | V_{Γ} |
| 2,0 | 4,6 | 2,8 | 4,7 | 3,0 | 6,0 | 3,7 | 5,5 | 4,0 | 9,7 | 4,6 | 9,7 | 5,0 | 9,5 |
| 4,6 | 6,0 | | | | | | | | | | | | |
| 6,0 | 9,0 | 4,7 | 8,4 | 6,0 | 9,0 | 5,5 | 8,4 | | | | | | |

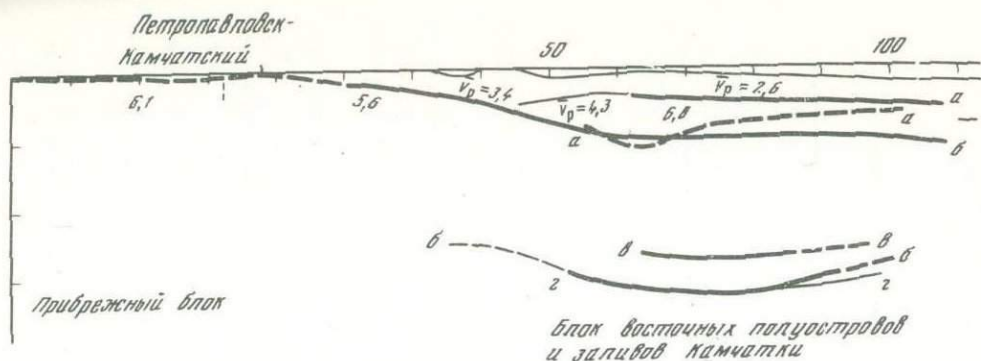


Рис. 1, 21. Варианты построения основных границ на профиле 7-0-34

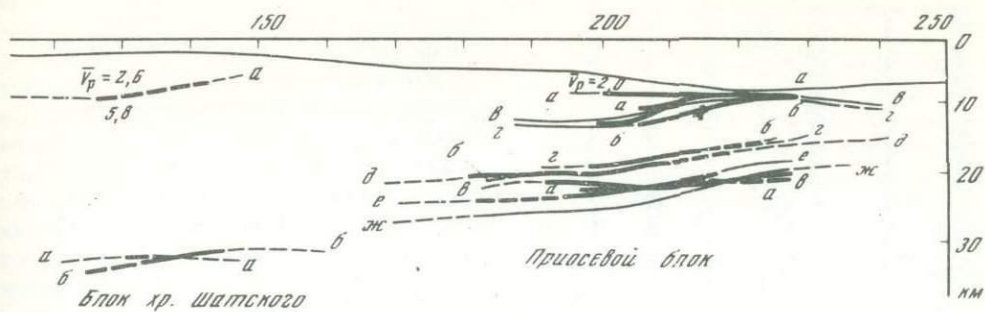
образом на основании литературных данных для этого и подобного типа районов (Строение земной коры..., 1964). Для более глубоких частей разреза скорости определялись по наблюдаемым годографам, исправленным за воду (средние расчетные скорости \bar{V}_p), и по результатам построения для отдельных границ (граничные скорости V_Γ). При учете преломления на границах в коре пластовая скорость в слое приравнивалась граничной вдоль его поверхности. Оценивались и отражались в разрезе все возможные варианты распределения скоростей в покрывающей толще над каждой границей. Построения велись по возможности отдельно для каждого из выделенных по волновому полю участков (Тулина, Зверев, Красильщикова, 1972).

На рис. 1, 20, в видно, что земная кора рассматриваемой области представляет собой слоисто-блоковую структуру с большими перепадами скоростей вдоль сейсмических границ и скоростей и глубин между блоками. На участке между берегом и осью желоба можно выделить четыре блока: прибрежный [ПК (-30) - (+40)], блок восточных полуостровов и заливов Камчатки (ПК 40-110), блок хр. Шатского (ПК 110-160) и приосевой блок (ПК 160-240). Восточнее оси желоба разрез не построен из-за недостатка данных. По поводу его особенностей можно высказать лишь самые общие соображения, на которых мы остановимся после описания перечисленных четырех блоков. Рассмотрение удобнее начать с приосевого блока.

Для приосевого блока характерно наличие трех границ: осадочной d_7^{oc} с граничной скоростью $V_\Gamma = 4,6$ км/сек, залегающей субгоризонтально на глубине около 6 км при средней скорости в покрывающей толще 2,0 км/сек*; поверхности консолидированной коры с $V_\Gamma = 5,8$ км/сек на глубинах 10-8 км с подъемом с северо-запада на юго-восток и поверхности Мохоровичича в двух вариантах - d_4^M с $V_\Gamma = 9,0$ км/сек на глубине в среднем около 21 км при субгоризонтальном залегании и d_5^M с $V_\Gamma = 9,7$ км/сек на глубинах 24-18 км с подъемом на юго-восток. Первый вариант границы Мохоровичича получен в результате построений с учетом преломления на выше лежащих границах, второй - без учета преломления, со средней расчетной скоростью \bar{V}_p во всей толще коры 4,6 км/сек.

В блоке хр. Шатского выделяется две границы: поверхность консолидированной коры d_2^k и поверхность Мохоровичича d_4^M . Первая построена со средней скоростью в покрывающей толще $\bar{V}_p = 2,6$ км/сек, залегает на глубинах 8-6 км и характеризуется скоростью 5,8 км/сек. Построения велись с

* Нижние индексы в обозначениях волн и границ даются в соответствии с величинами граничных скоростей V_Γ по табл. 3.3 из работы (Тулина, Зверев и др., 1971, стр. 70). Приводящиеся здесь значения V_Γ осреднены по сравнению с V_Γ в работе (Тулина, Зверев, Красильщикова, 1972). Осреднение произведено в соответствии с результатами, полученными в гл. 1, 2, раздел 2 настоящей работы.



Условные обозначения см. на рис. I, 20, в; а - ж - см. таблицу

использованием неуверенной ветви 5, поэтому приведенные цифры являются весьма приближенными. Вторая граница строилась в двух вариантах (см. рис. I. 21) - с учетом и без учета преломления на первой границе. В последнем случае \bar{V}_p бралась равной 5,0 км/сек. Варианты оказались близкими как по глубинам, равным в первом случае около 32 км, и во втором - 34-31 км, с подъемом на юго-восток, так и по скоростям - в обоих случаях $V_p = 9,4$ км/сек. На разрезе приведен второй вариант. Граница d_4^M почти на всем протяжении показана пунктиром в связи с тем, что связанная с нею волна P_4^M на ветвях годографов, направленных из океана к дуге, имеет малые амплитуды и выделяется не очень уверенно.

Из сопоставления блока хр. Шатского с рассмотренным выше приосевым блоком видно скачкообразное смещение вниз границы Мохоровичича при переходе к хребту, достигающее 7 км и свидетельствующее о наличии разлома. Назовем этот разлом внутренним приосевым разломом. На рис. I. 20, в он обозначен цифрой II. Этот разлом хорошо выражен на ветви годографа 11, направленной из океана к Камчатке (см. рис. I. 20, а), разрывом годографа и смещением по времени отдельных его частей между точками 19 и 16 примерно в 70 км от оси желоба. На противоположном направлении, от Камчатки в сторону океана, отмечается смещение с обратным знаком между точками 38 и 39 на ветвях годографов 3 и 4. О характере этого смещения можно судить по записям сводной сейсмограммы 19 на рис. I. 22.

Блок восточных полуостровов и заливов Камчатки (или полуостровной) характеризуется наличием трех границ: двух - $d_{1,4}^K$ и $d_{2,3,5}^K$ в верхней и одной - d_5^M в нижней части разреза. Самая верхняя граница залегает на глубинах около 5 км при средней скорости в покрывающей толще 2,6 км/сек и характеризуется на большей части области ее прослеживания граничной скоростью 6,8 км/сек. На самом восточном конце участка скорость падает до 5,5 км/сек, приближаясь по своему значению к скорости V_p вдоль границы d_2^K в блоке хр. Шатского. Это позволяет предположить, что $d_{(1),4}^K$ в рассматриваемом блоке и d_2^K в блоке хр. Шатского являются отрезками одной и той же границы, смещенными по глубине в данном случае на величину Δh порядка 2,5 км.

Граница $d_{2,3,5}^K$ в зависимости от предположений о распределении скоростей в покрывающей толще может располагаться на глубинах от 7 до 10 км (см. рис. I. 21). Граничная скорость во всех вариантах достигает в среднем 7,3 км/сек. Положение и скоростные характеристики границы d_5^M в разрезе также сильно зависят от принятых скоростей для верхней толщи. Если вести построения со средней скоростью в толще коры $\bar{V}_p = 6,0$ км/сек, получающейся из годографов юго-восточного направления (от Камчатки в океан), граница проходит на глубинах 25-29 км и характеризуется граничными скоростями, равными в среднем 7,8 км/сек (см. рис. I. 21, е). Она имеет сла-

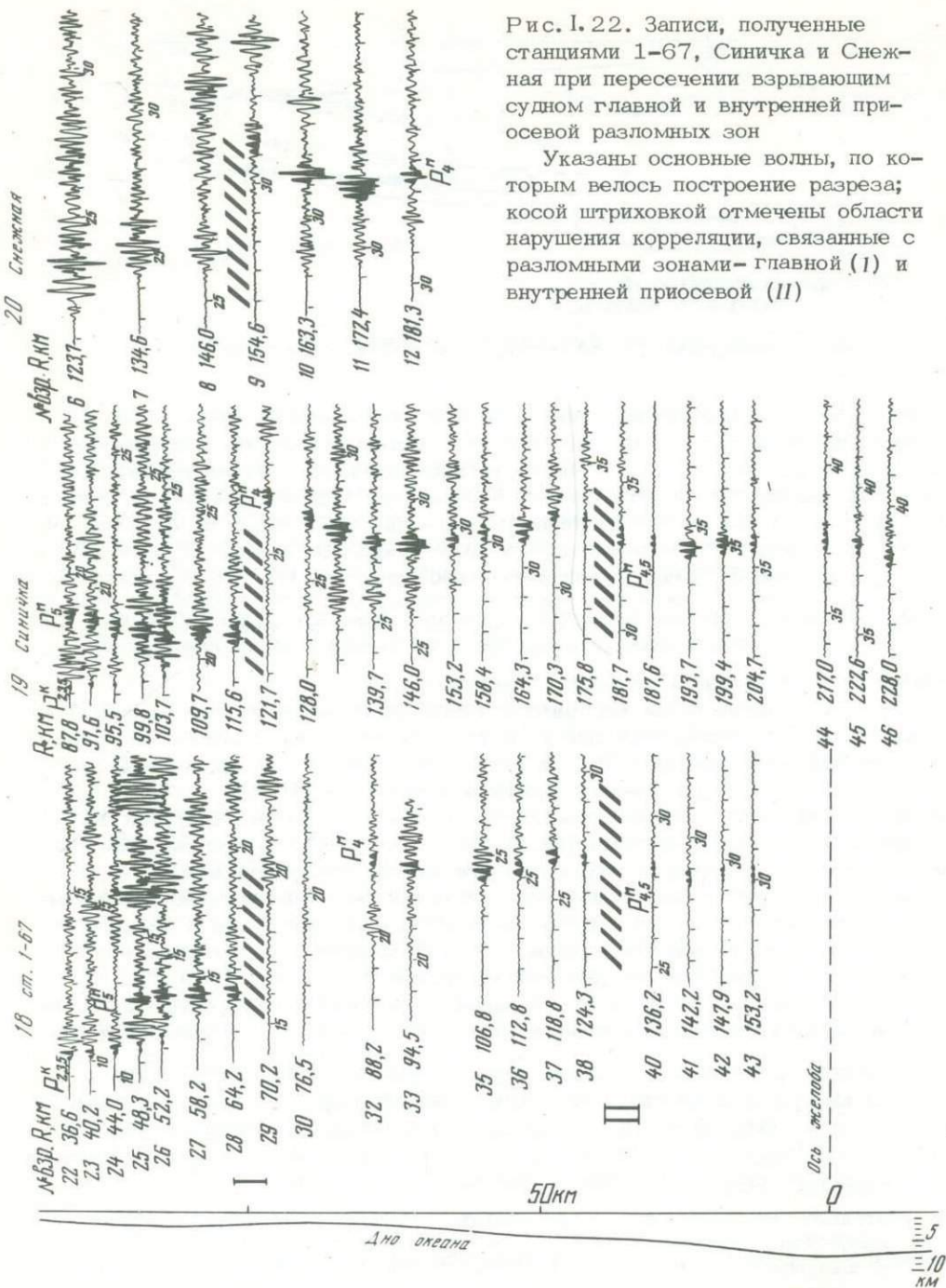


Рис. 1.22. Записи, полученные станциями 1-67, Синичка и Снежная при пересечении взрывающим судном главной и внутренней приосевой разломных зон

Указаны основные волны, по которым велось построение разреза; косой штриховкой отмечены области нарушения корреляции, связанные с разломными зонами — главной (I) и внутренней приосевой (II)

вогнутой формы с преимущественным подъемом в сторону Камчатки. Если же учесть преломление на вышележащих границах при величинах пластовых скоростей, равных граничным, граница опускается на глубины 26-33 км. Граничные скорости увеличиваются до значений в среднем 9,6 км/сек. Вогнутость границы также увеличивается.

С этим вариантом совпадает по глубине и скорости вариант, построенный с $V_p = 6,4$ км/сек. Правомерность такого значения скорости V_p для данного блока будет ясна после рассмотрения прибрежного блока. При всех вариантах построений наблюдается существенно более высокое положение границы в полуостровном блоке по сравнению с ее положением в блоке хр. Шатского на участке

их сочленения ($\Delta h = 4,6$ км), что свидетельствует, как и в предыдущем случае, о наличии здесь разломной зоны.

Эта зона очень ярко проявляется в волновом поле в виде зоны нарушения корреляции волн примерно за 100 км до оси желоба на ветвях годографов, направленных от Камчатки в океан (см. рис. 1. 22). Видно резкое затухание колебаний первых волн при подходе к этой зоне и при ее пересечении (переход от точки 8 к 9 на ветви 1 и от 28 к 29 на ветвях 3 и 4). Как мы увидим в дальнейшем (гл. 1. 4), именно с этим разломом связана главная фокальная зона дальневосточных землетрясений. Поэтому мы назвали его главным глубинным разломом Курило-Камчатской зоны. На рис. 1. 20, в он обозначен цифрой I.

О прибрежном блоке данных получено очень мало. В соответствии с имеющимися материалами две верхние границы, прослеженные в полуостровном блоке, в прибрежном блоке сливаются в одну границу при одновременном весьма существенном уменьшении граничной скорости (до 5,6–6,1 км/сек) и довольно крутом подъеме границы по направлению к берегу. У наземной ст. Сличичка граница подходит к дневной поверхности. Средняя скорость в толще над границей составляет 3,4 км/сек. Граница Мохорвичича, продленная из блока восточных полуостровов Камчатки по одиночному полю времен, достигает при подходе к прибрежному блоку (в 25–30 км от Петропавловска-Камчатского) глубины 26 км.

При сопоставлении прибрежного блока с полуостровным следует обратить внимание на отмеченное выше уменьшение скорости в верхней части разреза. Вследствие этого уменьшения прибрежный блок, по-видимому, в целом характеризуется существенно меньшей скоростью. Если учесть, что по данным годографов юго-восточного направления среднее значение \bar{V} для двух блоков, прибрежного и восточных полуостровов Камчатки, составляет 6,0 км/сек, можно взять для блока с меньшей скоростью (прибрежного) значение $\bar{V}_p < 6,0$ км/сек, а для блока с большей скоростью (полуостровного) — $\bar{V}_p > 6,0$ км/сек. Именно на этом основании и рассматривался при построениях в полуостровном блоке вариант со средней скоростью $\bar{V}_p = 6,4$ км/сек.

Резких смещений границ на стыке прибрежного и полуостровного блоков коры не отмечается. Имеются только контакты участков границ с различными граничными скоростями и выклинивание при переходе к прибрежному блоку слоя коры со скоростью 6,8 км/сек. По существу этих особенностей, по-видимому, достаточно, чтобы предположить здесь также существование зоны разлома.

Вернемся теперь снова к восточному концу профиля. Чтобы оценить хотя бы приближенно поведение основных границ и, в частности, границы Мохорвичича от оси желоба далее на восток, сравним между собой ветви годографов 7 и 6, первая из которых относится к восточному склону желоба и прилежающему к нему участку краевого вала, а вторая — к осевому участку желоба и его западному склону. Наблюденный годограф 6 волны P^M лежит примерно на 3 сек выше наблюдаемого годографа 7 (см. рис. 1. 20, а). Если ввести поправку за воду, разница увеличится в среднем до 3,5 сек. Какая-то часть этой разницы, вероятно, объясняется различиями в мощности рыхлой осадочной толщи под станциями. Однако какая именно часть, оценить очень трудно, так как достоверных данных об осадках в нашем распоряжении нет. Если допустить, что эта часть не очень большая, можно предположить существенное и достаточно резкое уменьшение глубины границы d^M в области расположения ст. 4–58 по сравнению с более западным участком, относящимся к приосевой части желоба. На основании этого можно заключить, что на границе между приосевым участком и участком кривого вала океана, примерно в 20–30 км от оси желоба, существует смещение границы d^M по разлому, который может быть назван внешним приосевым разломом и обозначен III (?).

Сравнение с предыдущими построениями. На данном профиле к настоящему времени накопился уже целый ряд построений, выполненных до и после

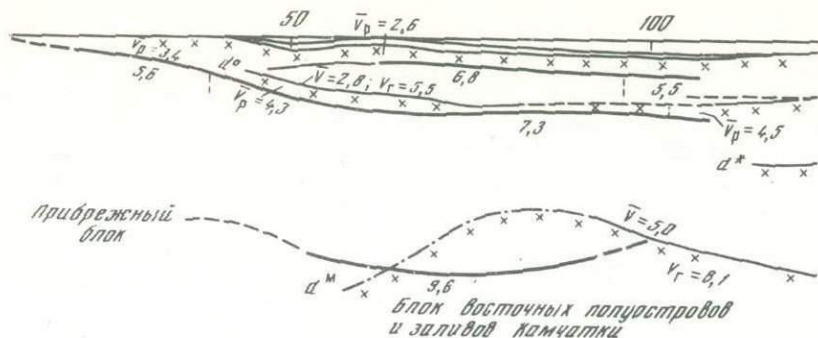


Рис. 1. 23. Сопоставление разреза, построенного по профилю 7-0-34, с опубликованным ранее разрезом по ПР 7-0

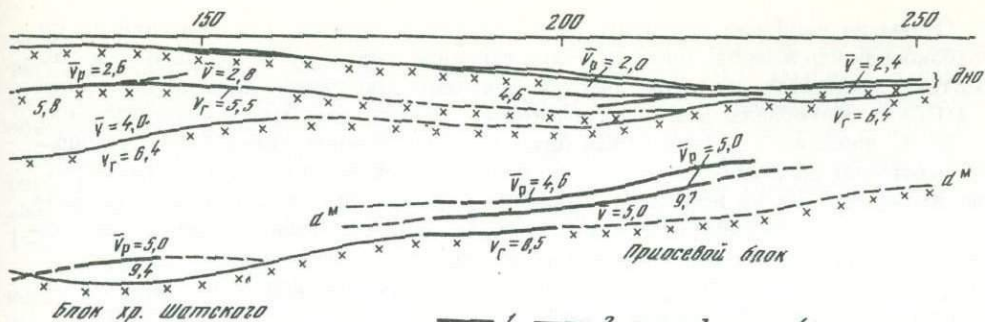
1 - участки опубликованного ранее разреза, построенные по встречным полям времен; 2 - то же, по одиночным полям; 3 - участки интер- и экстрапо-

нашей интерпретации и обусловленных, во-первых, различным объемом материалов, увеличивающимся по мере постановки все новых наблюдений, во-вторых, разным подходом к оценке зарегистрированного здесь волнового поля и, в-третьих, использованием разных методик интерпретации.

Предыдущие построения выполнены в работе (Вейцман, 1964) по наименее детальным материалам, полученным в 1958 г. вдоль линии 7-0, при подходе к волновому полю, основанном, как и наш, на представлениях о головных волнах. Разрезы - приведенный у нас и опубликованный ранее - различаются практически на всем протяжении профиля (рис. 1. 23), даже на тех его участках, где построения велись по практически совпадающим линиям годографов. Главная причина этого заключается в несколько различном толковании волновой картины на этих участках и различиях в величинах расчетных скоростей. В нашем случае скорости, по-видимому, могут считаться несколько более надежными в связи с получением дополнительных данных, основанных на высококачественных материалах.

Опубликованный ранее разрез характеризовался спокойными границами с плавным рельефом. Наличие разломов тогда лишь предполагалось, однако место их точно указать было невозможно, а если указывалось (под осью желоба), то, как видим теперь, ошибочно. Признаков разлома, который предполагался в осевой части желоба, мы не находим. На новом разрезе уверенно выделено две крупные зоны разломов, достигающие подошвы коры. Одна из них относится к середине участка между восточными полуостровами Камчатки и осью хр. Шатского, другая - к восточному подножию этого хребта, за 60 км до оси глубоководного желоба. Третья зона может быть намечена (весьма приближенно и неуверенно) существенно восточнее оси.

Как мы указывали выше, четкие материалы, достоверно свидетельствующие о наличии разломов, были получены станциями 1, Синичка и Авача в 1967 г. Только опираясь на эти материалы, стало возможным направленно искать соответствующие признаки нарушений корреляции на записях, полученных в 1958 г. После сопоставления их с материалами 1967 г. эти признаки действительно были найдены. В частности, стало ясно, что на ветви 11 между точками 19 и 16 следует сделать разрыв годографов (см. рис. 1. 20, а), а не соединять эти точки плавной линией, как это делалось ранее. Стало возможным также пересмотреть корреляцию колебаний вдоль ветви 10 с попыткой выделить волну от поверхности Мохоровичича в последующих вступлениях в области точек 16-11, отвечающую опущенному участку этой границы в области хр. Шатского. Правда, пересмотр корреляции привел к совсем иному толкованию большинства волн, вообще зарегистрированных вдоль этой ветви, что привело в свою очередь к построению несколько иного разреза в этом блоке и совсем нового разреза в блоке восточных полуостровов и заливов Камчатки.



лянии; 4 - границы, построенные по кривым Δt_0 ; обозначения скоростей \bar{V} и V_r относятся к опубликованному ранее разрезу; остальные обозначения см. на рис. I, 20, в

Таким образом, мы видим, что разломы по данным одних только материалов 1958 г. практически не могли быть выделены в связи с их малым количеством и недостаточно высоким качеством. Получение новых добротных материалов в 1967 г. существенно улучшило положение, дополнив систему имеющихся годографов и повысив достоверность выполняемых по ним построений.

На протяжении почти всего ранее построенного разреза выделено одинаковое количество границ - d^0 , d^* и d^M . Это также объясняется неполнотой данных. На профиле 7-0 практически не было нагонения годографов, поэтому природа волн, как и на всех рекогносцировочных профилях 1957-1958 гг. (Строение земной коры..., 1964), определялась практически по единственному кинематическому критерию - величине кажущейся скорости в зависимости от расстояния взрыв-прибор. Ближайшие части годографов, характеризующиеся наименьшими значениями кажущихся скоростей, связывались с границей d^0 , промежуточные - с границей d^* , наиболее удаленные - с границей d^M . Изломы годографов почти всегда рассматривались как смены волн. Выделенные таким образом участки годографов предположительно одноименных волн (либо построенные по ним участки предположительно одноименных границ) объединялись путем интерполяции в непрерывные плавные линии вдоль всего профиля. Вновь полученные нагоняющие годографы, имеющие достаточно большие области перекрытия, позволили значительно более обоснованно наметить области прослеживания и смен волн и определить наиболее вероятное их количество на каждом участке.

Таким же образом, как постоянное количество границ, объясняются и постоянные значения скоростей вдоль границ на опубликованном разрезе, т.е. отсутствием достаточного количества данных. Одно и то же значение скорости для каждой границы (V_r) или толщи (\bar{V}), определенное где-нибудь в одном месте, распространялось на весь профиль. Непосредственных же "замеров" было очень мало в связи с малой длиной и малым количеством участков перекрытия встречных ветвей годографов одноименных волн и плохой их увязкой по временам во взаимных точках. V_r для границы d^0 определена лишь на одном участке длиной около 45 км (под хр. Шатского, 5,5 км/сек), для d^* нигде не определена, просто принята на основании данных для участка восточнее желоба (6,4 км/сек), для d^M определена также на одном участке длиной около 16 км (на западном склоне глубоководного желоба). При этом полученное здесь для d^M значение $V_r = 8,5$ км/сек даже не использовалось для продления границы по одиночным годографам. Бралось $V_r = 8,1$ км/сек, полученное на участке восточнее желоба. Серия годографов 1967 г. дополнила систему 1958 г. встречными ветвями для самой нижней границы в области хр. Шатского и для всего разреза в полосе восточных полуостровов и заливов Камчатки. Это позволило определить более близкие, как мы надеемся, к реальным скорости распространения волн на этих участках.

Одним из наиболее принципиальных является участок, прилегающий к оси глубоководного желоба, поэтому сопоставление результатов по нему мы рассмотрим подробнее. На этом участке получены дополнительные по сравнению с 1958 г. материалы для подошвы коры – в виде годографов вдоль ветвей 2, 3, 4, явившихся нагоняющими для ранее полученной ветви 6 и позволивших уверенно продлить эту ветвь к западу от оси желоба. Для других границ новых данных не получено. Различия в положении этих границ в разрезе и в их скоростных характеристиках определились главным образом различиями в толковании природы волн и в соответствии с ним в выборе значений расчетных скоростей. В обоих случаях для построений использовались здесь встречные ветви 6 и 11, полученные станциями 2–58 и 4–58. В старой интерпретации на ветви 6 было выделено три группы волн: P^0 (до расстояния около 54 км), P^* (целиком в последующих вступлениях) и P^M (с расстояний около 54 км), на ветви 11 – две группы: P^0 (до расстояния около 60 км) и P^M (на больших расстояниях). В новой интерпретации на обеих ветвях выделено по три группы волн: P_7^{OC} , P_2^K и $P_{4,5}^M$ с точками смен, которые хорошо видны по годографам рис. 1. 20, а. В первых вступлениях прослеживаются группы P_7^{OC} и $P_{4,5}^M$. Группа P_2^K здесь только приближается к первым вступлениям. Наиболее существенная разница между вариантами наблюдается в выходе в первые вступления группы $P_{4,5}^M$ на ветви 11. В новом варианте точка выхода характеризуется меньшим значением R (примерно на 10 км) и соответственно меньшим значением t (примерно на 2–2,5 сек). Однако подчеркнем, что оба варианта разделения волн нуждаются в дополнительных данных, так как полученные материалы очень сложны по содержанию и плохи по качеству, особенно вдоль ветви 11.

Второй причиной различий явилась разная точность построений, обусловленная учетом (новый вариант) и неучетом (старый вариант) преломления на дне и границах в коре. Особенно важен учет преломления на дне, так как глубина океана существенно меняется вдоль профиля. Значение этого учета хорошо выявляется, если сравнить между собой годографы, снесенные на дно разными способами – по вертикальному лучу и путем построения полей времен. При первом способе взаимное положение годографов разных волн сохраняется, при втором может заметно измениться. В частности, оно изменяется, как показывают построения, на ветви 6. Здесь перестает выпадать из первых вступлений годограф волны P_2^K . В связи с этим получается иное значение средней скорости в коре, определяющееся по координатам точки выхода волны $P_{4,5}^M$ в первые вступления. Оно становится равным 4,6 км/сек, в то время как в первом варианте составляло 4,1 км/сек. Заметим, что построения именно с $\bar{V}_p = 4,6$ км/сек дали наилучшее согласие с построениями, выполненными при учете преломления на всех вышележащих границах в коре (см. рис. 1. 21, а, в, ж). Именно в связи с этим мы считаем указанную выше скорость наиболее обоснованной, а построенный с нею разрез наиболее вероятным для приосевого участка разреза.

Наконец заметим, что повторные построения границы Мохоровичича, выполненные по старым годографам с указанным на опубликованном разрезе значением $\bar{V}_p = 5,0$ км/сек, не дали того же самого положения границы – ни с учетом, ни без учета преломления на дне. Она ложится выше, приближаясь к варианту, построенному с $\bar{V} = 5,0$ км/сек в новом разрезе. По-видимому, здесь при выполнявшихся тогда построениях вкралась ошибка, и она, возможно, сыграла основную роль в положении границы d^M , заглубив ее. Верхние границы в старом разрезе расположены также более глубоко.

В блоке хр. Шатского главным отличием нового разреза от старого является отсутствие в коре промежуточной границы с $V_p = 6,4$ км/сек, выделявшейся ранее.

На участке в пределах блока восточных полуостровов и заливов Камчатки варианты различаются очень сильно. В верхней части старого разреза показывалась только одна граница – на уровне новой границы $d_{2,3,5}^K$ – и харак-

теризовалась она существенно меньшей V_r , равной 5,5 км/сек. Во всей коре также бралась существенно меньшая средняя скорость (5,0 км/сек). В новом разрезе стал почти обращенным по сравнению со старым вариантом рельеф поверхности Мохоровичича. Вал в этой поверхности в соответствии с новым вариантом переместился в сторону Камчатки на 40–50 км, а на месте старого вала отмечается склон прогиба. Такое существенное изменение в разрезе целиком определилось вновь полученными материалами на станциях 1–67, Синичка и Авача.

В целом можно констатировать: сравнение и совместная интерпретация новых и старых материалов показали, что ранее построенный разрез с плавными границами раздела и осредненными скоростными характеристиками должен быть заменен на разрез, содержащий не менее трех глубинных разломных зон, которые достигают границы Мохоровичича и уходят в мантию. Разломные зоны разделяют блоки коры, различающиеся между собой внутренней расслоенностью разреза, распределением скоростей по глубине и общей мощностью коры. Это – главная разломная зона, внутренняя приосевая и внешняя приосевая зоны.

Главная разломная зона располагается в 120 км к северо-западу от оси глубоководного желоба и отделяет блок восточных полуостровов и заливов Камчатки, характеризующийся высокими скоростями в консолидированной части коры, от блока хр. Шатского, с относительно пониженными скоростями. Граница Мохоровичича d^M в области этого разлома терпит разрыв, занимая относительно приподнятое положение у западного края разлома и опущенное – у восточного. Разрыв составляет по амплитуде не менее 5 км. Граничные скорости вдоль границы d^M по обе стороны от разлома существенно не отличаются, составляя 9,6 км/сек в первом из названных блоков и 9,4 км/сек во втором.

Внутренняя приосевая зона располагается в 60–70 км западнее оси желоба и отделяет блок с относительно низкими средними скоростями в коре и глубоким залеганием границы d^M в области хр. Шатского от блока с еще меньшими скоростями в коре и относительно высоким положением границы в области желоба. Разница в положении d^M по обе стороны от разлома составляет около 7 км.

Внешняя приосевая зона может располагаться примерно в 20–30 км восточнее оси желоба и отделять приосевой блок коры с относительно приподнятым положением границы d^M от блока на участке между концом восточного склона желоба и началом краевого вала с еще более высоким положением этой границы.

2. Прослеживание волновых признаков глубинных разломных зон вдоль всей Курило-Камчатской системы

Установленное у Камчатки разделение земной коры и верхней мантии на крупные блоки может быть протрассировано по таким признакам, как зоны нарушения корреляции волн, связанные с глубинными разломами, вдоль всей Курило-Камчатской системы вплоть до Южных Курильских островов. Опираясь на более детальные данные ПР 34 и особенно на ветви годографов, направленные от дуги в океан, на которых лучше всего проявились разломные зоны, рассмотрим аналогичные ветви на других профилях, двигаясь с севера на юг вдоль системы.

На рис. I. 24, а (см. вкладку) приведены соответствующие этим ветвям сейсмограммы. Ближайший к рассмотренному профилю 34 в северной части системы – ПР 9-0, пройденный в 1958 г. (Вейцман, 1964). На рис. I. 24, а вверху приведена сейсмограмма ст. 4 (см. № 21 на рис. I. 1), располагавшейся на таком же расстоянии от оси желоба, как ст. 1–67 на ПР 34 (в 167 км). Сравнение записей этих станций показывает полную их аналогичность. В том же интервале расстояний от оси желоба, около 100 км, где отмечалось нарушение корреляции волн, связанное с главной зоной разломов на ПР 34, на ПР 9-0 наблюдается резкое затухание первых волн и, спустя некоторый ин-

тервал расстояний, смещение интенсивных колебаний на большие времена. К сожалению, годограф этой станции не дотянут до приосевой части желоба, где можно было бы ожидать смещения колебаний на меньшие времена, которое на ПР 34 мы связываем с внутренним приосевым разломом и смещением вверх границы d^M при подходе к желобу. Более восточная же станция оказалась расположенной неудачно для изучения этого разлома.

Центральная часть системы, как указывалось нами в работе (Строение земной коры..., 1964) и последующих публикациях других авторов, использующих данные ГСЗ о глубинной структуре региона для различных выводов и построений, по ряду признаков отличается от северной и южной. Она имеет тонкую 12–15-километровую кору, которая соединяет котловинную часть Охотского моря с океаном и является как бы мостом между ними, в то же время разделяя северную и южную части Курильской системы, характеризующиеся блоками с толстой 30–35-километровой корой. Этот результат, сыгравший впоследствии очень важную роль во многих гипотезах о причинной и временной связи между Охотоморской котловиной и океаном (Горячев, 1966; и др.), был получен на основании весьма малодетальных для такой сложной области рекогносцировочных профилей 14–0 (Вейцман, 1964) и 4–0 (Тулина, Миронова, 1964), пройденных в 1958 г. В связи с обрывочностью данных здесь не было возможности выявить какие-либо особенности, которые объединяли бы эту часть дуги с югом и севером. Лишь после работ нового цикла, проведенных в 1964 г. (Зверев, Лившиц, 1967) на ряде участков переходной зоны, в том числе в центре Курильской системы (ПР 17, см. рис. I. 1), сведения о таких особенностях были получены.

Приведенная на рис. I. 24,а сводная сейсмограмма получена ст. 1, располагавшейся на ПР 17 в пределах Охотоморской котловины и регистрировавшей взрывы со стороны океана (см. № 22 на рис. I. 1). Расстояние от оси желоба до ст. 1 составляло 219 км (как до ст. Синичка на ПР 34). Хорошо видна уже знакомая нам картина интенсивного затухания первых волн примерно за 90–70 км от оси желоба и последующего смещения доминирующих колебаний на большие времена. К сожалению, несмотря на получение новых материалов для этой части дуги, их все еще недостаточно, чтобы провести количественные оценки нарушений границ в разрезе. Могут быть даны лишь некоторые варианты, не добавляющие ничего существенно нового по сравнению с общей картиной блоков на ПР 34, поэтому здесь мы их не приводим.

Для южной части имеются материалы по трем секущим систему профилям — 6–0, 1–0 и 21–Т–3 (см. рис. I. 1). Первые два выполнены в 1957 г. (Тулина, Миронова, 1964). По третьему, выполненному частично в 1963 г. (ПР 21; Зверев, Лившиц, 1967), материалов было получено сначала слишком мало, чтобы построить по ним обоснованный разрез, поэтому они не публиковались. Последующие работы СахКНИИ на ПР Т–3, пройденном вдоль линии ПР 21 в 1968 г., несколько дополнили систему годографов, позволяив построить новый вариант разреза (Алексеев и др., 1972), который, однако, не отражает, как и наши ранние публикации по профилям поперек дуги (Строение земной коры..., 1964), особенностей, о которых идет речь в настоящей работе, а именно, прослеживания в коре и верхней мантии глубинных разломных зон, подобных выделенным у Камчатки. По-видимому, профиль 21–Т–3 рассматривался изолированно от остальных профилей, и данных по нему одному оказалось снова недостаточно, чтобы сделать однозначные выводы о разломах. Если же проанализировать все три профиля одновременно и учесть приведенные нами выше данные по всей дуге, признаки глубинных разломов, особенно главного, выявляются здесь очень четко.

Нижние три сейсмограммы на рис. I. 24,а относятся к перечисленным выше профилям. Расстояния от получивших их станций до оси желоба составляют 180 км (ПР 6–0), 195 км (ПР 1–0) и около 170 км (ПР 21). Главная разломная зона на сейсмограммах выражается в резком спаде амплитуд всех регистрируемых колебаний на расстоянии 70–100 км от оси желоба. Свидетельством наличия внутреннего приосевого разлома является форма го-

дографа первых волн ст. 6 СахКНИИ (Алексеев и др., 1972), стоявшей у оси желоба на ПР Т-3 и принимавшей взрывы со стороны дуги (положение, близкое к положению ст. 4-58, получившей ветвь 11 на ПР 7-0). На этом же годографе наблюдается резкое смещение вверх участка на удалениях после 55-60 км от оси желоба.

В соответствии с характером приведенных в разделах 1 и 2 этой главы сейсмических материалов можно отметить следующие особенности глубинного строения Курило-Камчатской системы островная дуга-глубоководный желоб.

1. Наличие блоков коры и верхней мантии, вытянутых вдоль системы в виде полос и разделенных между собой зонами глубинных разломов.
2. Повсеместность прослеживания разломных зон вдоль системы на всех исследованных участках.
3. Выдержанность расстояний между осью желоба и выделенными разломами с точностью в среднем до ± 15 км.
4. Сходный характер смещения основных глубинных границ, в частности границы Мохоровичича, в пределах каждого разлома на протяжении всей системы.

В соответствии с данными профиля 7-0-34 у Восточной Камчатки и результатами сопоставления их с данными о волновом поле на остальных профилях взаимное расположение блоков полос и их общая характеристика представляются следующими.

Наиболее опущенным блоком-полосой является блок, относящийся примерно к середине расстояния между дугой и желобом. Со стороны океана к нему примыкают по меньшей мере два самостоятельных блока, один из которых приурочен к осевой и приосевой частям желоба, а другой - к краевому валу океана. При переходе к каждому из этих блоков отмечается ступенеобразный подъем поверхности Мохоровичича в сторону океана. Со стороны дуги к опущенному центральному блоку примыкают также два блока. Один из них отвечает Малой Курильской гряде и ее продолжению в полосе восточных полуостровов и заливов Камчатки, второй связан с Большой дугой и ее вулканическими продолжением на Камчатке. Блок Малой Курильской дуги в соответствии с материалами ПР 7-0-34 выделяется резко повышенными скоростями в кристаллической части коры по сравнению со всеми остальными блоками. Для блока Большой дуги характерно существенное уменьшение скоростей в кристаллической части коры. Взаимное расположение участков границы d^M в области смыкания последних двух блоков по данным системы годографов на ПР 7-0-34 установить не удалось.

3. Типичность выявленных в Курило-Камчатской системе структурных особенностей строения для других систем дуга-желоб

Сопоставление на уровне волновых полей могло быть произведено только с материалами по Алеутской системе, которыми в небольшом объеме располагает Институт физики Земли. С нее мы и начнем рассмотрение.

Алеутская система. Здесь были выполнены весьма небольшие наблюдения в 1958 г. (Строение земной коры..., 1964), в результате получено всего три ветви годографов на одном пересечении системы. Только одна из полученных ветвей имеет достаточную длину, позволяющую судить об особенностях глубинного строения по всей толщине коры. Эта ветвь получена станцией 3, располагавшейся в пределах краевого вала океана на расстоянии около 100 км от центральной части желоба и регистрировавшей взрывы со стороны островной дуги (см. рис. I. 1, № 26).

Мы посмотрели заново зарегистрированное здесь волновое поле. Выполненная ранее корреляция волн (Космянская, 1964б) не отражает, как и на реконструированных прикурильских профилях 1957-1958 гг., те черты разломно-блоковой тектоники, которые удалось выявить там при более детальном исследовании и которые мы теперь четко видим и на старых записях. В самом

деле, из рис. 1. 25 с очевидностью следует, что годографы зарегистрированных здесь отдельных волн представляют собой изолированные друг от друга отрезки, которые могут быть объединены одной плавной линией первых вступлений, как это делалось ранее, лишь в самом нулевом приближении. Эта линия сечет указанные отрезки годографов, давая неверное представление о наблюдающихся значениях кажущихся скоростей, чаще всего занижая их.

Особый участок представляет область, относящаяся к переходу от плато и краевого вала океана к океаническому склону желоба (примерно в 30 км от осевой части последнего), где наблюдается резкое затухание всех колебаний. По-видимому, этот участок может сопоставляться с областью внешней приосевой разломной зоны в пределах Курило-Камчатской системы.

С имеющимися американскими данными о глубинном строении системы (Shor, 1964; Шор, 1970) провести сопоставление, к сожалению, не удается, ни качественно (в публикациях не приводятся сейсмограммы), ни количественно (слишком мала детальность выполненных работ).

Японская система. В пределах этой системы имеется два пересечения, которые показаны на рис. 1. 26, а, б, в. Они выполнены по совсем другой методике наблюдений, чем наша. Наблюдения проводились на коротких профилях-элементах (см. рис. 1. 26, а), каждый из которых был рассчитан на получение в лучшем случае одной пары встречных коротких (в несколько десятков км) годографов, ориентированных чаще всего поперек того направления, по которому предполагается изучить глубинное строение. По этим элементам на конечном этапе интерпретации составляется разрез по пересечению в целом.

Понятно, что о получении волновых свидетельств разломов (которые, как мы знаем, могут быть получены только на длинных годографах и считаться достоверными только при подтверждении их на нагоняющих ветвях и глубинными - при получении определенных признаков на аналогичных встречных годографах) здесь не могло быть и речи. Наличие разломов можно лишь с той или иной достоверностью предполагать на основании существенных различий в положении по глубине и в скоростных характеристиках выделенных в разрезе границ на соседних профилях-элементах. Такое предположение, причем, как нам кажется, с достаточной степенью достоверности, можно высказать по разрезам рис. 1. 26, б и в, относящимся к пересечениям системы у о. Хоккайдо и о. Хонсю.

Вне всякого сомнения, участки, на которых границы обрываются и на которых авторами в ряде случаев поставлены вопросительные знаки практически на всех достигнутых ими глубинах при подходе к оси желоба со стороны дуги, представляют собой разломную зону, аналогичную внутренней приосевой зоне Курило-Камчатской системы. Расстояние от нее до оси желоба, как и в указанной выше системе, составляет в среднем 40-60 км. Что касается других разломных зон, т.е. аналогов главному и внешнему приосевому разломам, то о них приходится говорить здесь с гораздо меньшей уверенностью, так как мала детальность работ, особенно для внешней приосевой зоны. Главную зону можно наметить по перепаду уровней глубин и скоростей на участке между берегом и точкой б (по-видимому, ближе к точке б на рис. 1. 26, в), и тогда следует считать неверным проведение здесь непрерывных границ, как это показано авторами разреза. С нашей точки зрения, границы испытывают смещение примерно у подножия континентального склона.

Идзу-Бонинская и Рюкю системы. По этим системам могут быть сделаны аналогичные выводы. Полученные данные по ним (рис. 1. 26, г, д) вполне укладываются в наши схемы, и по ним могут быть составлены другие по сравнению с опубликованными варианты разрезов. В частности, с нашей точки зрения, должны быть сняты с разрезов непрерывные погружающиеся участки границ перед желобом, при подходе к нему со стороны дуги, полученные путем интерполяции между дискретными точками наблюдений. На их месте вероятнее всего существуют разрывы границ со ступенеобразными смещениями последних.

Пуэрто-Рико. Это одна из наиболее изученных к настоящему времени систем (Херси, 1970). Здесь получены весьма детальные данные о батиметрии

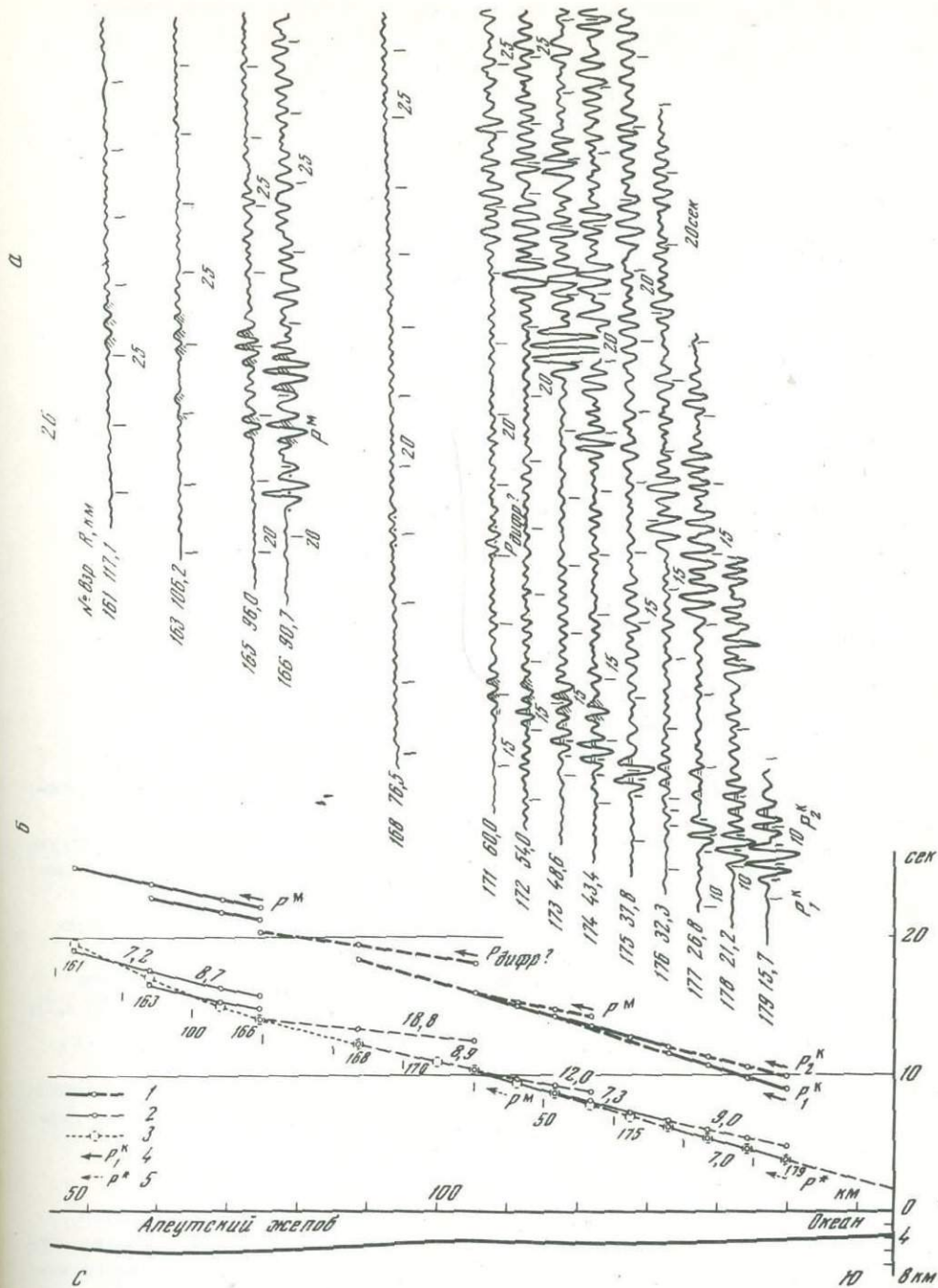


Рис. 1.25. Вариант корреляции (а) и годографы (б) ст. 3 на ПР 8-0 после пересмотра

1 — наблюдаемые годографы; 2 — годографы, исправленные за воду; 3 — точки и ход годографов в соответствии с вариантом работы (Косминская, 1964); 4, 5 — индексы волны соответственно нового и старого вариантов

и геофизических полях, в том числе сейсмических по данным методов как отраженных, так и преломленных волн. Методика работ и последующих структурных построений аналогична японской с той лишь разницей, что ориентировка профилей-элементов была как поперечной, так и продольной по отношению к простиранию системы. Сейсмический разрез приведен на рис. 1. 27 сверху.

а

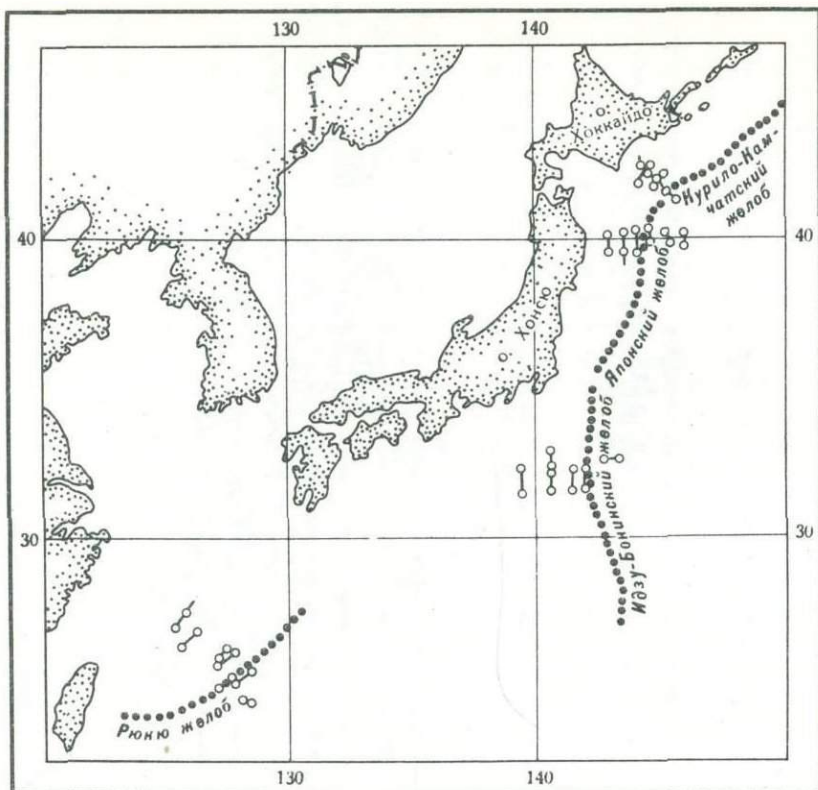


Рис. 1. 26. Сравнение разрезов земной коры, пересекающих некоторые системы дуга - желоб западной части Тихого океана

а. Расположение сейсмических профилей, пересекающих Курило-Камчатскую, Японскую, Идзу-Бонинскую и Рюкю системы дуга - желоб (Den, 1972), выполненных японскими исследователями;

б. Разрез через Курило-Камчатскую систему дуга - желоб у о.Хоккайдо (Den а. о., 1971);

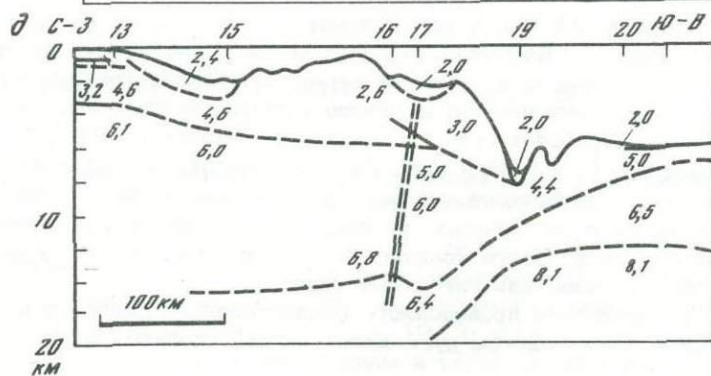
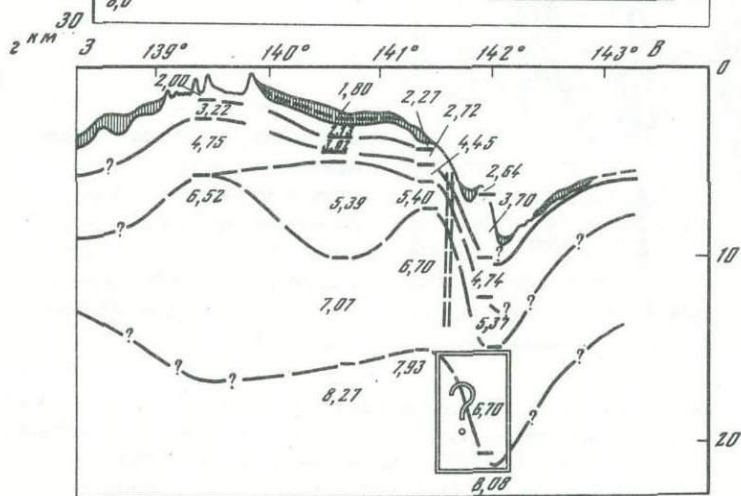
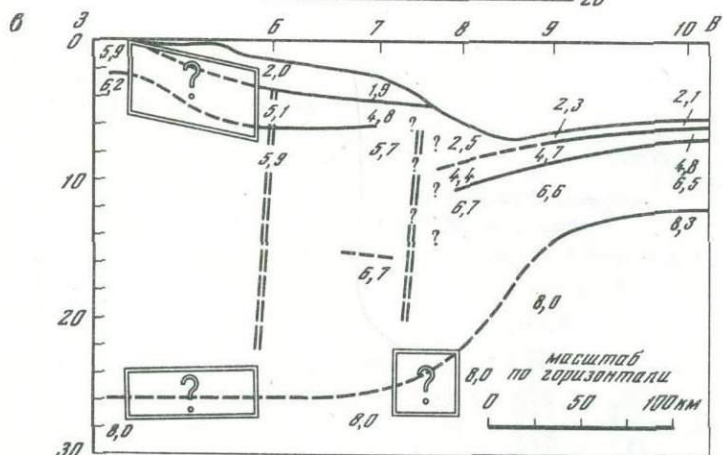
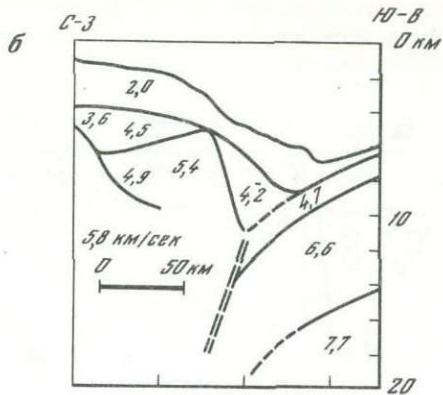
в. Обобщенный разрез через Японскую систему, составленный в работе (Ludwig а. о., 1966) по данным работ (Matuzawa, 1959) и (Hotta, 1970 а,б);

г, д. Разрезы через Идзу-Бонинскую и Рюкю системы по (Murauchi а. о., 1968) и (Hotta, 1970 а,б)

Двойные пунктирные линии - наиболее вероятные, по нашим представлениям, места разломов; рамки со знаками вопроса - участки границ, требующие первоочередного пересмотра

В качестве особенностей разреза можно отметить следующие: наличие по обе стороны от оси желоба разломных зон, отделяющих блок наиболее опущенной приосевой части желоба от приостровного блока и блока краевого вала океана; существенное понижение скоростей в первом из названных блоков по сравнению с остальными двумя; прослеживание в центральном блоке на уровне глубин, где в соседних блоках выделяется поверхность мантии (скорости 7,9-8,3 км/сек), преломляющей границы со значительно меньшей скоростью - 6,9-7,4 км/сек.

Сопоставим этот разрез с прикамчатским (см. рис. 1. 27). Мы видим поразительное их сходство. Не просто согласуются, а практически совпадают на этих двух разрезах места разломов по отношению к оси желоба (главный и внешний приосевой), направления смещений у этих разломов, горизонтальные размеры блоков между соответствующими смещениями. Согласованность разрезов столь убедительна, что сама собой возникает уверенность в возможности их взаимного контроля и дополнения. В частности, внешний приосевой



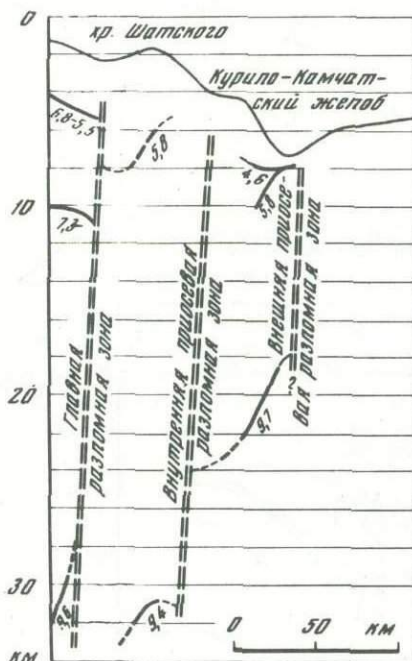
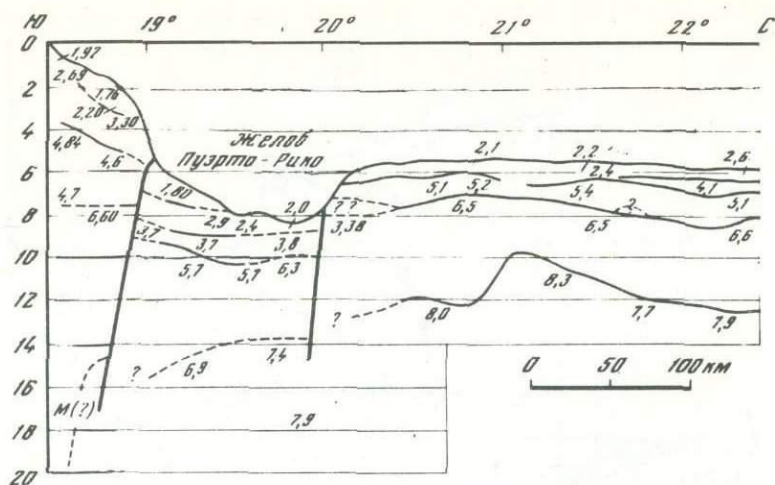


Рис. 1. 27. Сопоставление прикамчатского разреза с разрезом через систему Пуэрто-Рико вдоль меридиана $66^{\circ}30'$ з.д., составленным в работе (Vunсе, Fahlquist, 1962; Glover, 1971)

разлом, который мы наметили на прикамчатском профиле весьма неуверенно, после сопоставления с пуэрториканским разрезом кажется более убедительным. А субширотный разлом на $19^{\circ}30'$ с.ш. в пределах пуэрториканского профиля, намечаемый по данным МОВ и морской геологии в приповерхностной части разреза (Vunсе, Fahlquist, 1962), можно, вероятно, продлить по аналогии с внутренним приосевым разломом у Камчатки до подошвы коры и, возможно, глубже.

Другие системы. О разрезах по другим системам, в пределах которых проводились сейсмические исследования по изучению глубинного строения, можно найти некоторые данные в работах (Raitt а.о., 1955; Fischer, 1961; Fischer, Raitt, 1962; Raitt, 1964, и др.). Однако эти данные еще менее детальны, чем в упоминавшихся выше публикациях. На каждом пересечении системы имеется не более трех-четырех, от силы пяти точек, между которыми проведена интерполяция. Этого количества данных мало, чтобы судить о таких особенностях строения, как глубинные разломы.

Таким образом, в результате проведенного сопоставления наиболее полно изученных в настоящее время систем дуга-желоб можно сделать вывод, что

они имеют много общего не только в морфологии дна (что общеизвестно), но и в морфологии глубинных границ. Более того, сходным является распределение и с глубиной, и по простиранию систем таких важнейших особенностей строения, как глубинные разломные зоны.

При сопоставлении разных систем мы почти не касались скоростных характеристик разреза. Как видно из приведенных выше материалов, распределение скоростей в земной коре в целом и в отдельных блоках во всех рассмотренных системах является весьма сходным.

Что касается скоростей для верхней мантии, то наши значения существенно превышают величины, полученные другими авторами, в том числе авторами, изучавшими мантийные скорости для рассматриваемых систем по данным землетрясений (Федотов, Славяна, 1964; Кузин, 1974; Болдырев, 1974; и др.). Чтобы выяснить причины этого, необходимы специальные исследования.

Выводы

На основании анализа волнового поля, зарегистрированного при детальном наблюдении ГСЗ на пересечении Курило-Камчатской системы дуга-желоб у Восточной Камчатки, и сопоставления полученных результатов с данными по другим аналогичным системам можно сделать следующие выводы.

1. Системы островная дуга-глубоководный желоб характеризуются полосчато-блоковым глубинным строением. Главная его особенность - разделение земной коры и верхней мантии на линейно вытянутые блоки-полосы того же направления, что и сами системы. Поперечная разблокировка полос имеет подчиненное значение.

2. Границы между блоками-полосами представляют собой зоны глубинных разломов, непрерывно (в первом приближении) прослеживающиеся на протяжении каждой системы. Для зон разломов характерно сохранение с разбросом не более $\pm 15-20$ км расстояния между ними и осью глубоководного желоба в пределах как одной и той же, так и разных систем.

3. Для всех рассмотренных систем характерно наличие грабенообразно опущенного блока коры и верхней мантии между главной разломной зоной, расположенной в 100-150 км от оси желоба в сторону дуги, и внешней приосевой зоной, расположенной в 20-30 км от оси желоба в сторону океана. Блок разбит на два блока меньших размеров с границей между ними на расстоянии 30-40 км от оси желоба в сторону дуги (внутренняя приосевая разломная зона) и смещением вниз подошвы коры на этой границе в ту же сторону.

4. Весьма сходно для всех систем относительное распределение скоростей в коре между разными блоками при различии в их абсолютных значениях. Наибольшие различия в абсолютных значениях скоростей по данным разных авторов отмечают для поверхности Мохоровичича. Этот вопрос требует специального рассмотрения.

Глава I.4

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ГСЗ В СВЕТЕ ДАННЫХ ДРУГИХ МЕТОДОВ И НЕКОТОРЫХ ГИПОТЕЗ О НАПРАВЛЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

1. Проявление Курило-Камчатских глубинных разломов в морфологии дна, сейсмичности, магнитном и гравитационном полях

Морфология дна. Как известно, весьма примечательной чертой морфологии склонов глубоководных желобов является наличие в их пределах уступов и террас, особенно контрастных на приостровной стороне (Затонский и др., 1961; Ludwig a.o., 1966; Marlow a.o., 1973; и др.). Данные сейсмопрофилирования показывают, что этим уступам и террасам отвечают достаточно хо-

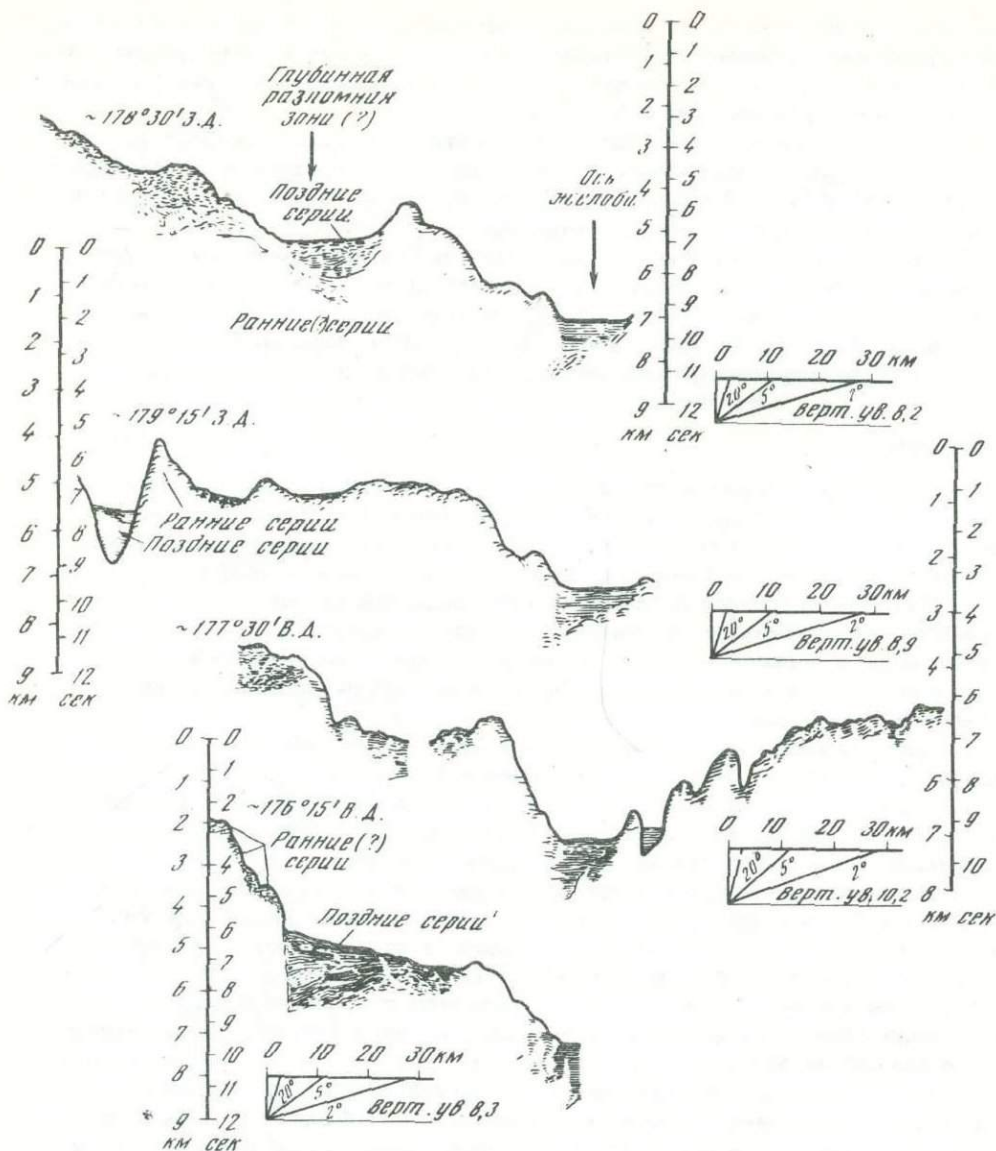


Рис. 1.28. Строение верхней части разреза на четырех субмеридиональных пересечениях центральной части Алеутской системы дуга - желоб по данным сейсмического профилирования МОВ (Marlow a. o., 1973)

рошо выраженные в более глубоких горизонтах прогибы, заполненные рыхлыми слоистыми осадками и часто имеющие признаки разломно-блоковой тектоники. Склоны прогибов в ряде случаев весьма крутые, особенно со стороны дуги, и буквально срезают собой залегающие в них осадки.

На рис. 1.28 приведены разрезы по четырем пересечениям Алеутской дуги. Эти разрезы получены далеко от нашего алеутского профиля (Строение земной коры..., 1964) и тем более от курило-камчатских профилей. Однако сравнивая их с прикамчатским разрезом даже чисто качественно, можно высказать предположения о прослеживании в разрезе Алеутской системы глубинных разломных зон, аналогичных выделенным в пределах Курило-Камчатской системы. Разрезы, подобные приведенным, начали получать и советские исследователи, в том числе по рассмотренному нами детально профилю 7-0 - 34. Предварительное знакомство с этими разрезами показывает, что выделенные по данным ГСЗ главная и внутренняя приосевая глубинные

разломные зоны выходят на поверхность дна в пределах именно террас и уступов, выявленных по данным сейсμοпрофилирования.

На рис. 1. 29 приведена схема геоморфологических элементов южной части Курило-Камчатской системы, заимствованная из работы (Стрельцов, 1973), на которую были нанесены области нарушения корреляции глубинных волн, связанные с главной разломной зоной. Видно, насколько хорошо укладываются эти области на подножие ближайшей к островной дуге полосы уступов. Видно также, что Срединно-Курильский разлом, отделяющий область современного вулканизма от остальных областей системы, находится на таком же расстоянии от главной разломной зоны, как область резкой смены скоростей в консолидированной части земной коры при переходе от блока восточных полуостровов и заливов Камчатки к прибрежному блоку на севере системы (80-90 км). По-видимому, Срединно-Курильский разлом является аналогом указанной области, и они оба относятся к единой разломной зоне, которая протягивается вдоль всей системы и может быть названа внутридуговой разломной зоной.

Все это, как нам кажется, можно рассматривать как подтверждение и свидетельство того, что уступы и другие приповерхностные особенности строения, вытянутые линейно вдоль системы, — следы глубинных разломов, пересекающих всю земную кору и уходящих в мантию.

Сейсмичность. Детальное сопоставление с сейсмичностью проводилось на профиле 7-0 - 34. Рассматривались землетрясения 8-12 энергетических

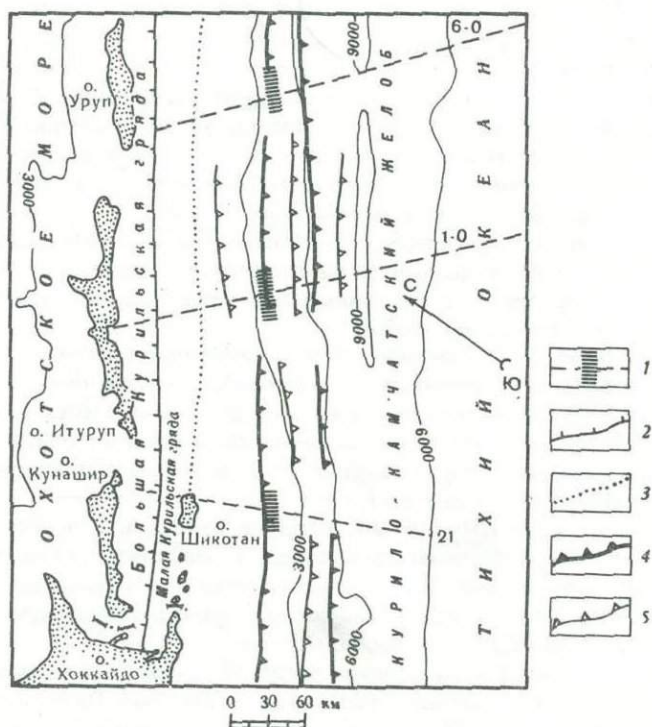


Рис. 1. 29. Сопоставление зон нарушения корреляции глубинных волн с геоморфологическими элементами приостровного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба в его южной части

1 — линии профилей ГСЗ и область нарушения корреляции, связанная с главной разломной зоной, по данным годографов юго-восточного направления; основные геоморфологические элементы (Стрельцов, 1973);

2 — Срединно-Курильский глубинный разлом (берг-штрихи направлены в сторону опущенного блока); 3 — осевая линия подводного хр. Витязя; 4, 5 — соответственно подножия уступов и внешние края ступеней северо-западного склона желоба (Затонский и др., 1961)

классов в полосе шириной 70 км (± 35 км от средней линии профилей)¹, произошедшие в 1965–1968 гг. По точности определения координат очагов выбрана землетрясения только А и Б классов, т.е. определенные с ошибкой не более $\pm(5-10)$ км.

Сопоставление прежде всего показало, что главная разломная зона является четко выраженной границей между областями с разным характером сейсмичности. Западнее этой зоны сейсмичность в течение указанных 4 лет менялась очень мало, оставаясь неизменно высокой и охватывая большой диапазон глубин земной коры и верхней мантии. Восточнее зоны сейсмичность от года к году существенно менялась как по своему уровню, так и по приуроченности к месту на профиле, не распространяясь при этом глубже 15 км от дневной поверхности.

Первую область, как известно, называют главной фокальной зоной. Очаги этой зоны заполняют собой почти весь блок восточных полуостровов и заливов Камчатки. Какой-либо более четкой приуроченности к какой-нибудь особенности разреза не наблюдается.

Таким же неопределенным является распределение очагов и в области к востоку от главной разломной зоны. Предположив, что мы взяли для сопоставления, возможно, слишком широкую полосу, мы разбили ее на три – северную (С), центральную (Ц) и южную (Ю). Результаты деления представлены на рис. I. 30.

Видно, что в каждой полосе все очаги сгруппировались всего в двух группах – западной и восточной. При этом группы центральной полосы явно тяготеют к разломным зонам: западная – к главной разломной зоне, восточная – к внутренней приосевой.

Группы северной и южной полос заметно сдвинуты на запад по сравнению с группами центральной полосы. Такое распределение сейсмичности четко коррелируется с формой оси глубоководного желоба. Именно в центральной полосе ось испытывает искривление с выступом на восток, а в северной и южной несколько изгибается к западу (см. рис. I. 19).

Из этой корреляции можно сделать следующие выводы. Обе фокальные зоны, т.е. главная зона глубоководных землетрясений и зона более восточных мелкофокусных землетрясений, и синклиналиальная структура глубоководного желоба генетически связаны между собой.

Перечисленные зоны землетрясений, как и структура глубоководного желоба, четко локализованы в поперечнике (с шириной, по-видимому, не более 20–30 км), но имеют сравнительно сложную форму линий простирания в пространстве; по этой причине при сопоставлении общей сейсмичности с конкретными структурными особенностями глубинного строения следует брать достаточно узкие полосы (не более 20 км).

Разрез, построенный по ПР 7–0–34, следует относить к полосе, совпадающей по ширине с областью восточного выступа в оси глубоководного желоба; за пределами этой полосы, южнее и севернее, основные разломные зоны, разделяющие выделенные блоки коры, по-видимому, заворачивают к западу, следуя завороту оси глубоководного желоба.

Приуроченность основной массы землетрясений к главной разломной зоне, выделенной по данным ГСЗ, наблюдается также в системе Пуэрто-Рико (Sykes, Ewing, 1965; Bunce а.о., 1974), распределение разломов по которой, как мы показывали в гл. I. 3, хорошо согласуется с таковым по прикамчатскому профилю.

Магнитное и гравитационное поля. На рис. I.31, а приведены кривые $(\Delta T)_a$ (Соловьев, Гайнанов, 1963а,б) и Δg в сопоставлении с нашим разрезом. Видно, что все разломные зоны хорошо выражены в аномалиях $(\Delta T)_a$, особенно главная, приуроченная к основной фокальной зоне. В аномалиях Δg картина, естественно, более сглаженная, и разломы в четком виде не проявляются. Однако на основании рассмотрения кривой Δg в сопоставлении с разрезом в

¹Взята полоса шириной \pm максимальная мощность коры.

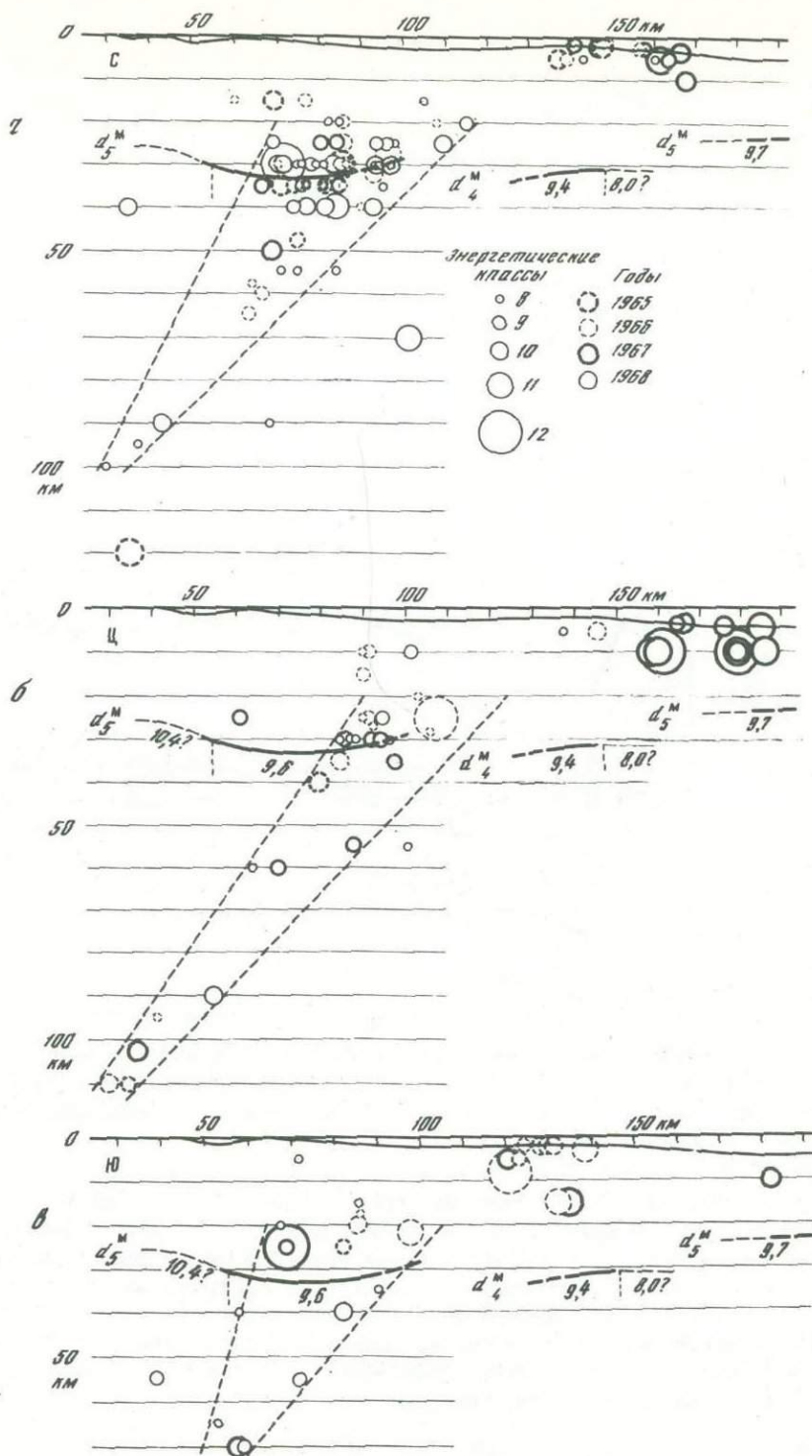


Рис. 1.30. Сопоставление распределения сейсмичности по разрезу в трех полосах шириной около 24 км каждая: а – центральной (Ц), приуроченной к профилям ГСЗ 7-0 и 34; б – северной (С), прилегающей к полосе Ц с севера; в – южной (Ю), прилегающей к полосе Ц с юга

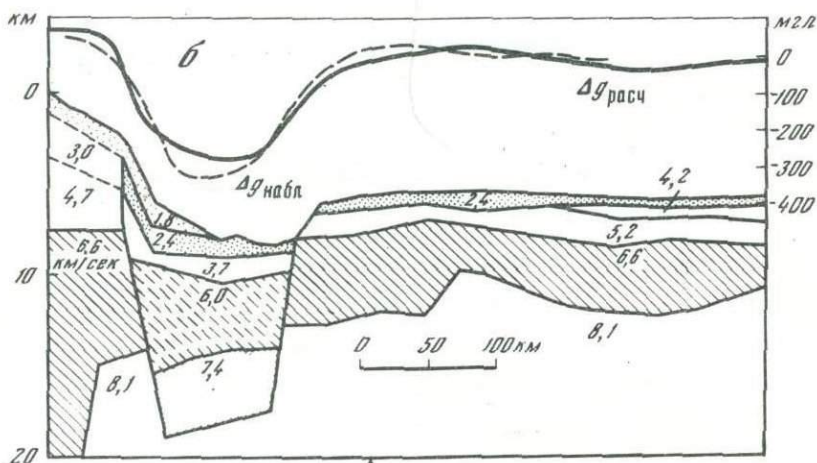
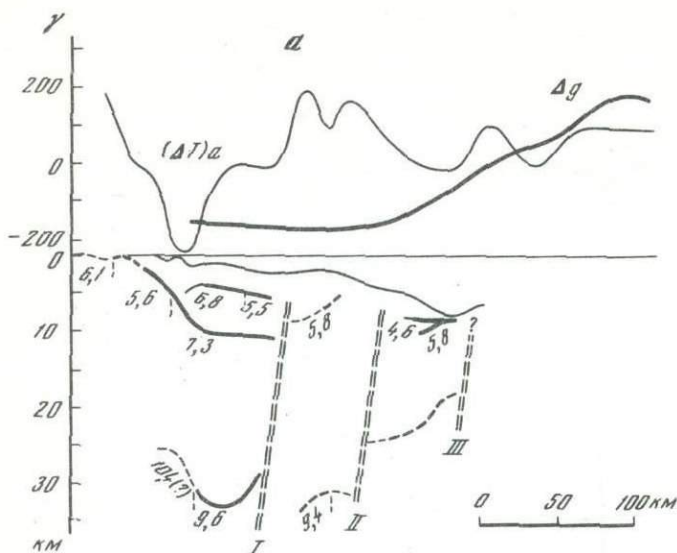


Рис. 1.31. Сопоставление разреза ГСЗ с кривыми $(\Delta T)_\alpha$ и Δg (Буге) вдоль направления профилей 7-0 и 34 у Восточной Камчатки (а) и кривых Δg (в свободном воздухе) для системы Пуэрто-Рико (Talwani a.o., 1959), рассчитанной по разрезу ГСЗ и наблюдаемой (б)

целом можно сделать вывод о том, что уровень границы d^M в приосевом блоке, включающем и ось желоба, еще не достиг обычного уровня в океане (Строение земной коры..., 1964). Подъем продолжается и восточнее желоба, причем, как следует из сейсмических данных (см. гл. I, 3), вероятнее всего со смещением границы на расстояние 20-30 км от его оси.

Количественные расчеты по согласованию гравиметрических и сейсмических данных имеются для системы Пуэрто-Рико (Talwani a.o., 1959) (рис. 1.31, б). Ниже даются плотности, принятые для расчетов:

| | | | | | |
|----------------------------|------|------|------|------|------|
| V , км/сек | 1,8 | 2,4 | 3,0 | 4,2 | 4,7 |
| ρ , г/см ³ | 1,85 | 2,10 | 2,20 | 2,40 | 2,50 |
| V , км/сек | 5,2 | 6,0 | 6,6 | 7,4 | 8,1 |
| ρ , г/см ³ | 2,55 | 2,70 | 2,85 | 3,05 | 3,30 |

Из расчетов следует, что основная часть различий между расчетной и наблюдаемой кривыми Δg определяется неправильно заданным наклоном приоровной границы грабена, располагающейся в области главной

разломной зоны. Как следует из данных ГСЗ и сейсмологии для рассмотренной системы и других аналогичных систем, эта граница наклонена под острую дугу. Соответственно должен быть построен и гравиметрический расчет. Рассматривая кривые Δg , подчеркнем, что глубинные разломы в виде каких-либо особенностей на этих кривых так же, как и у Камчатки, не проявляются.

2. Обсуждение результатов ГСЗ в свете некоторых представлений о глубинных процессах и о направленности развития земной коры переходной зоны

Популярнейшей гипотезой современности является гипотеза новой глобальной тектоники (Новая глобальная тектоника, 1974), объединяющая две системы взглядов — о тектонике плит и о расширении океанического дна. В соответствии с этой гипотезой система дуга — желоб — место погружения в мантию литосферных плит, на которые разбита приповерхностная часть земного шара и которые перемещаются по направлению от срединных океанических хребтов к глубоководным желобам, наращиваясь за счет материала мантии у первых (Heezen, 1960; Dietz, 1961; Hess, 1962¹; Le Pichon, 1968; Сорохтин и др., 1971; Дмитриев, Удинцев и др., 1972; Сорохтин, 1974; и др.) и разрушаясь после погружения снова в мантию у вторых (Isacks a.o., 1968¹; Le Pichon, 1968¹; Morgan, 1968¹; Dewey, Bird, 1970¹; Dickinson, 1971¹; Mitchell, Reading, 1972; Сорохтин, 1974; и др.).

Процесс прерывистый как во времени, так и в пространстве, с отдельными хорошо выраженными циклами. Каждому циклу отвечает своя система дуга — желоб. Местами современных погружений являются современные желоба и сопряженные с ними активные вулканические дуги, следами прошлых погружений — древние, неактивные теперь дуги и сопряженные с ними прогибы, к настоящему времени заполненные осадками и в большой степени измененные в результате тектонических движений.

Развитие желоба и дуги начинается чаще всего, как считает большинство авторов и сторонников гипотезы, на океанической коре рядом с континентом. В процессе их развития, за счет накопления вулканических материалов, идет образование континентальной или близкой к ней коры в области надвинутого блока. С прекращением погружения останавливается вулканическая деятельность и начинается обратный процесс восстановления равновесия: разрушение и опускание дуги, заполнение осадками и последующий подъем желоба. Каждый новый цикл начинается после завершения предыдущего и, как правило, рядом со старой дуговой системой или пересекая ее под некоторым углом, с заложением очередного желоба снова в пределах океанической коры. Поэтому процесс в целом постепенно мигрирует от континентальных участков в сторону океана.

На рис. 1. 32 показан предполагаемый его авторами полный цикл развития системы дуга — желоб по этапам, от начала погружения плиты до полного его прекращения, а также обратное развитие, связанное с восстановлением равновесия, и наложение очередного цикла.

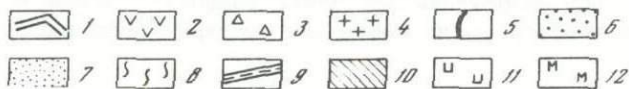
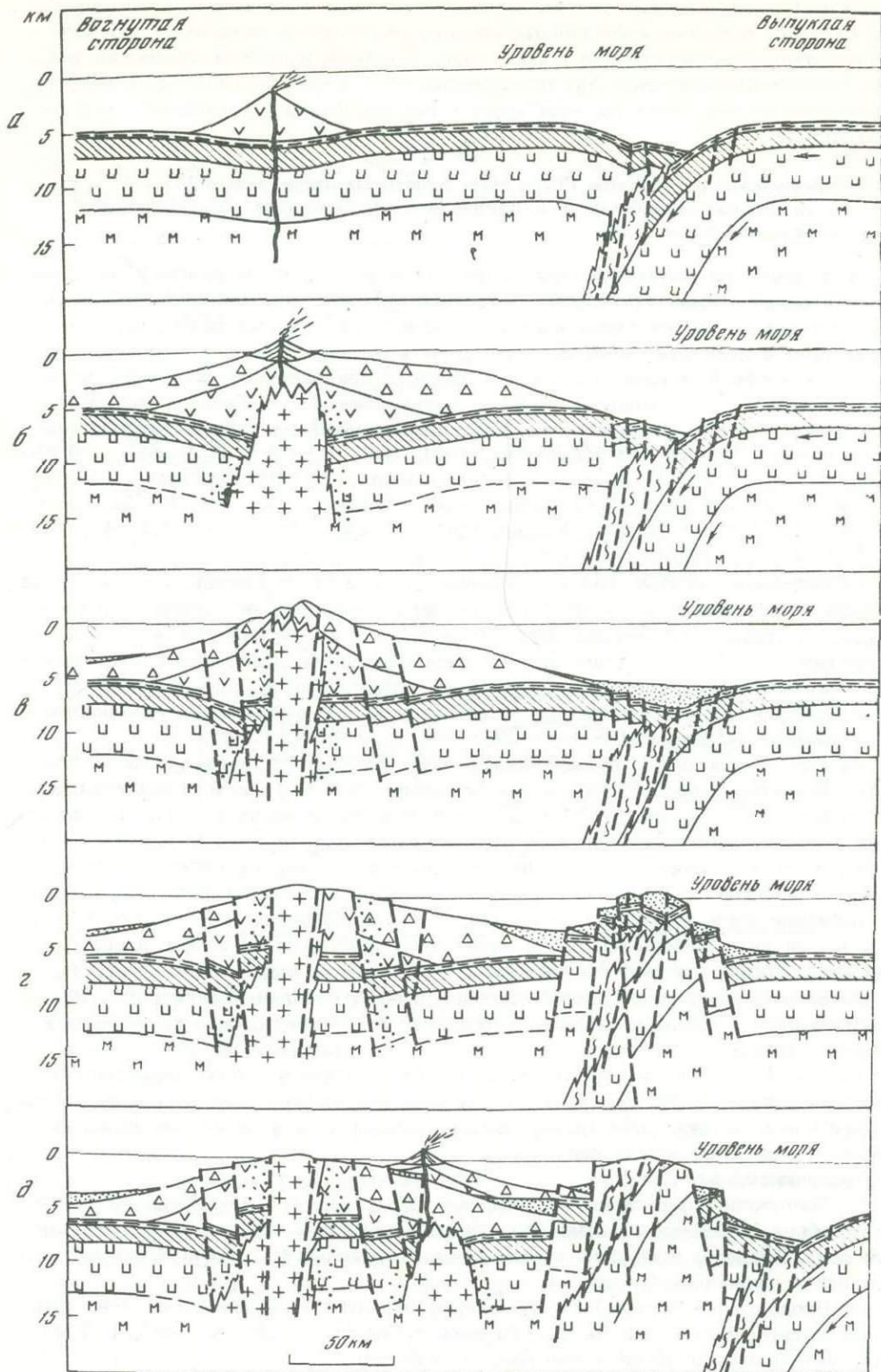
Выделяются пять этапов.

а. Погружение литосферы под океаническую кору; развитие подводного желоба; образование меланжевых пород и глаукофановых сланцев вдоль фокальной зоны Беньофа; подводная вулканическая деятельность, приводящая к образованию вулканической дуги.

б. Продолжение погружения литосферы; развитие вулканической дуги, внедрение интрузивных тел и метаморфизация пород под вулканической дугой в условиях низких давлений и высоких температур.

в. Прекращение погружения литосферы, развитие нарушений, воздымание и эрозия вулканической дуги; заполнение осадками подводного желоба.

¹ См. перевод в кн.: Новая глобальная тектоника, 1974.



г. Погружение литосферы отсутствует; дальнейшее воздымание и эрозия пород вулканической дуги; развитие нарушений и подъем заполняющих желоб отложений; продолжение опускания котловин на вогнутой стороне дуги и накопление в ней осадков.

д. Возобновление погружения литосферы вдоль новообразованной зоны Беньофа; развитие нового подводного желоба и вулканической дуги; продолжение эрозии пород старой вулканической дуги; дальнейший подъем и эрозия осадков, заполняющих желоб, обнажение меланжевых отложений, глаукофановых сланцев и пород океанического дна и земной коры.

При составлении схемы авторы использовали обширные данные: о расположении основных систем на земном шаре, главных чертах их строения, о встречающихся в них типах пород, возрасте современных и древних островных дуг и глубоководных желобов, о естественных геофизических полях и сейсмической активности.

У гипотезы есть как сторонники, так и противники. Многие ученые разделяют ее лишь частично, принимая объяснение отдельных групп фактов и не соглашаясь с общей трактовкой всей их совокупности. Не задаваясь целью анализа или критики этой гипотезы, мы хотели лишь оценить с ее позиций наши данные, считая сведения о деталях строения систем дуга - желоб весьма существенными для понимания механизма образования и развития этих систем.

В соответствии с детальными материалами по Курило-Камчатской системе и системе Пуэрто-Рико и с учетом менее детальных материалов по другим системам (см. гл. I, 3) установлено следующее.

В пределах систем дуга - желоб существуют весьма протяженные по длине (многие сотни км) и чрезвычайно локализованные в поперечнике (10-15 км), выдержанные по расстоянию от оси желоба (с точностью до первых десятков км) и уходящие глубоко в мантию (иначе трудно было бы объяснить столь большую их протяженность), единые (в первом приближении) разломные зоны.

С позиций новой глобальной тектоники указанные зоны, как и сами системы дуга - желоб, могут рассматриваться в качестве свидетельства глобальности обрамляемых ими структур, т.е. по существу подтверждают наличие литосферных плит, имеющих протяженность в сотни и тысячи километров и захватывающих по глубине земную кору и верхнюю мантию.

Разломные зоны разбивают земную кору и верхнюю мантию на блоки-полосы, взаимное расположение которых между собой по вертикали и по отношению к оси глубоководного желоба является весьма характерным и чрезвычайно

Рис. I. 32. Схематические разрезы через островную дугу, показывающие ее геологическую эволюцию в связи с прерывистым погружением литосферы по работе (Mitchell, Reading, 1971)

1 - субаэрально изверженные вулканические породы; 2 - изверженные под водой вулканические породы; 3 - эпикластические, пирокластические и автокластические вулканические породы (могут включать обломки рифогенных известняков, в зависимости от географического положения островной дуги); 4 - гранитные и диоритовые интрузии; 5 - малые интрузии; 6 - метаморфические породы, образовавшиеся в условиях низких давлений и высоких температур; 7 - отложения мутьевых потоков, обогащенные известково-щелочными вулканическими обломками (могут включать обломки рифогенных известняков, в зависимости от географического положения), и пелагические осадочные породы; 8 - меланжевые отложения и глаукофановые сланцы; 9 - первый слой - пелагические осадочные породы и отложения мутьевых потоков (обогащенные обломками толеиновых вулканических пород); 10 - второй слой - толеитовые павы и спилиты; 11 - третий слой - ультраосновные или основные магматические и метаморфические породы; 12 - мантия; вертикальный масштаб в 5 раз больше горизонтального

устойчивым, повторяющимся от системы к системе, независимо от общей мощности коры в пределах системы.

Факт повторения и малая зависимость от мощности коры безусловно свидетельствуют о единстве механизма образования указанных систем и о достаточно большой глубине (в мантии) его залегания. Взаимное же расположение блоков-полос и в особенности поведение в разрезе границы d^M , как нам кажется, дает некоторые сведения о характере действующих в системе сил. В гл. I.3 было показано, что поверхность d^M , погружаясь ступенями по направлению от желоба к дуге, как бы упирается в фокальную зону, где ломается и смещается вверх.

Возникает вопрос: надо ли объединять между собой, как это часто делают многие авторы, опущенный участок границы Мохоровичича восточнее главной фокальной зоны с приподнятым ее участком западнее этой зоны? Напримёр, с позиции тектоники плит, опущенный участок следует продолжать далее вниз, вдоль фокальной зоны, а приподнятый считать надвинутым на него в результате встречного движения плит.

В соответствии с наблюдаемой здесь волновой картиной такой вариант вполне допустим. Волны от погруженного вдоль фокальной зоны участка границы мы могли не выделить на сейсмограммах либо из-за того, что они не регистрируются, будучи заэкранированы лежащим над границей слоем мантии в области приподнятого блока, либо из-за того, что мы просто не распознали их в связи со сложностью волновой картины и малой детальностью систем наблюдений. В последнем случае, допустив погружение вниз океанической плиты при подходе к блоку восточных полуостровов и заливов Камчатки, мы могли бы полностью объяснить столь ярко выраженную кривизну годографа волны P^M в блоке хр Шатского (Тулина и др., 1972б), связывая ее с выгнутой частью границы d^M в области перегиба плиты. Однако прослеживание волн от участка после перегиба, т.е. в области фокальной зоны, даже если бы они не были заэкранированы вышележащим слоем, весьма мало вероятно из-за крутого падения границы (см. рис. I.30, наклон главной фокальной зоны) и наличия разлома.

Мы видели, что при своем общем погружении по направлению к фокальной зоне граница d^M дает смещения только вниз, не давая ни одного "сбоя", т.е. смещения в противоположную сторону, и образуя в целом своего рода сложный грабен. Это может свидетельствовать о том, что главной результирующей силой, обуславливающей движение в системе дуга-желоб, является сила, "засасывающая" со стороны недр системы, а не "толкающая" со стороны океана. В противном случае на участке между фокальной зоной и краевым валом океана можно было бы, по-видимому, наблюдать в границе Мохоровичича и структуры типа горстов. Нам кажется, что именно о такой направленности сил может свидетельствовать и минимум на кривой распределения теплового потока, падающий как раз на область грабена при наблюдениях вкрест простирания системы дуга-желоб (Vacquier а.о., 1966).

Для границы d^M практически на всем протяжении профиля у Восточной Камчатки получены преимущественно очень высокие граничные скорости. Несмотря на то, что они существенно не согласуются с цифрами, которые приводятся подавляющим большинством авторов для других подобных зон и с данными сейсмологии, а также на то, что какая-то часть их определяется ошибками корреляции и построений (см. гл. I.2, 2 и гл. I.3, 1), мы можем предположить, что другая их часть соответствует действительности.

Эти скорости можно объяснить, например, особо напряженным состоянием, приближающим границу d^M на обычных ее глубинах к условиям больших глубин в спокойных областях. Повышенные напряжения могут привести к преобразованиям вещества, свойственным большим глубинам, придав ему соответствующие физические свойства, в том числе повышенную скорость распространения упругих колебаний, близкую, например, к скорости в стшиовите (Mizutani а.о., 1972) или в кристаллически ориентированном оливине (Чесноков, Глико, 1973).

Что же касается увязки с данными о скоростях других авторов и сейсмологии, то этот вопрос, на наш взгляд, требует сопоставления не только конечных результатов, а и волновых полей на сопоставимых (причем достаточно плотных) системах наблюдений и в сопоставимых (достаточно близких) диапазонах рабочих частот. Все те системы ГСЗ, которые выполнены к настоящему времени на акваториях земного шара с целью изучения коры и верхней мантии, не являются удовлетворительными для однозначного определения природы волн и для изучения скоростных характеристик с достаточной степенью точности, а рабочий частотный диапазон сейсмологии настолько отличается от диапазона частот ГСЗ, что нет никакой гарантии, что в сейсмологии не пропускаются многие достаточно существенные детали строения среды, выделяемые при ГСЗ (о чем мы упоминали в гл. I, 2). Все эти вопросы должны явиться предметом будущих специальных экспериментов.

Проблема направленности развития зоны — одна из дискуссионных в геологии и геофизике. Нам кажется, что для ее обсуждения можно привлечь некоторые результаты настоящей работы с использованием данных более ранних работ о глубинном строении Дальневосточной переходной зоны.

В северной части Курило-Камчатской системы на фоне сравнительно невысоких средних скоростей (4,5–5,0–5,5 км/сек) в земной коре на большинстве участков прикамчатского профиля мы получили существенно повышенные скорости (~6,4 км/сек) в блоке восточных полуостровов Камчатки. Этот блок, если рассматривать зону в рамках одного цикла развития системы, не должен был выделяться своими скоростями среди других блоков. Однако если принять к сведению точку зрения на историю развития Камчатки некоторых геологов-тектонистов (Апрелков, Жегалов, 1972; и др.), можно допустить, что этот блок является частью одной из структур предыдущего цикла развития, а именно Восточно-Камчатской геосинклинали. Эта геосинклиналь в плане продолжает собой неактивную Малую Курильскую гряду (Власов и др., 1962; Геология СССР, 1964). Эта гряда характеризуется, как известно, на всем своем протяжении повышенными скоростями в земной коре. В кайнозой она была таким же желобом, как современный Курило-Камчатский, с неглубоко залегающими плотными породами океанического слоя коры и верхней мантии, и поднята в последнее время. Такая интерпретация выявленной особенности вполне укладывается в схему, приведенную на рис. I, 32. В соответствии с рис. I, 32, d основные и ультраосновные породы коры и мантии, характеризующиеся высокими скоростями, подходят очень близко к дневной поверхности, способствуя в целом повышению средней скорости во всей толще земной коры. С западной стороны к этому блоку должен примыкать, в соответствии со схемой, и примыкает в полученном нами разрезе более низкоскоростной блок, совпадающий с вулканической грядой дуги.

Ранее (Тулина и др., 1970; Зверев, Тулина, 1971) по данным профилей, пройденных в приматериковых зонах Японского и Охотского морей и Татарского пролива, был обнаружен весьма своеобразный рельеф поверхности Мохоровичича d^M . Под прибрежной частью Азиатского континента эта поверхность образует вал с глубинами до 20 км и менее, а под прибрежной частью прилегающих к нему акваторий — сопряженный с валом прогиб с глубинами 30 км и более. Простирание выявленных особенностей строения согласуется с простираниями магнитных аномалий, гравитационной ступени и выходов на поверхность вулканических образований Охотско-Катазиатского вулканогенного пояса.

Результат ГСЗ не понятен, если рассматривать его с точки зрения обычных соотношений между мощностями коры континентальных и морских территорий, в соответствии с которыми под континентом должна быть толстая, не менее чем в 30 км континентальная кора, под морскими пространствами более тонкая, вплоть до 5-километровой океанической.

Однако если мы обратимся к работам, которые рассматривают окраину Азиатского континента, занятую в настоящее время Катазиатским вулканическим поясом, как старую островную дугу, бывшую активной на ранних этапах развития переходной зоны (Хайн, Сеславинский, 1972; Мурауци, 1972; Ме-

ланхолина, 1973; и др.), и сопоставим выявленное здесь глубинное строение со строением современной Курило-Камчатской системы, то обнаружим, что они во многом аналогичны. И вал, и сопряженный с ним прогиб занимают свои законные места — первый под вулканической дугой, второй — значительно восточнее. Глубоко заложенная разломная зона между ними, предполагаемая в соответствии с тектоническим районированием по Е.М. Рудичу (1962) и другим авторам на расстоянии примерно 80-100 км от берега материка, может рассматриваться как след старой фокальной зоны.

Таким образом, наши данные могут рассматриваться как подтверждение и дальнейшее развитие точки зрения о том, что на месте современной окраины материка была ранее вулканическая островная дуга и что здесь протекали такие же процессы, как в современной Курило-Камчатской системе дуга-желоб. Одним из последствий этих процессов, по-видимому, являются и высокие скорости вдоль этой поверхности, которые наблюдаются в ряде мест приматериковой зоны (Тулина, Старшинова, Миронова, 1971).

Отсюда напрашивается вывод о повторяемости во времени и миграции в пространстве циклов развития переходных зон между океанами и континентами.

Этот вывод подтверждает точку зрения тех исследователей, которые считают, что все вулканические пояса Востока и Северо-Востока СССР представляют собой последовательно наложенные на структуры фундамента образования, которые сингенетически связаны с элементами периодически возникавших и проходивших определенный путь развития элементов геосинклиналей (Литвинов, 1971; Апрельков, Жегалов, 1972; Авдейко, 1972; Богданов, 1973). Последней, самой молодой системой вулканический пояс-геосинклиналь, в соответствии с этой точкой зрения, является система, представленная современным Восточно-Камчатским вулканическим поясом, продолжающимся вдоль Большой Курильской гряды (Власов, 1962; Геология СССР, 1964), и Курило-Камчатским глубоководным желобом. Малая же Курильская гряда, являющаяся аналогом и непосредственным продолжением Восточно-Камчатской геосинклинали (Власов, 1962; Геология СССР, 1964), в прошлом была таким же прогибом, как современный глубоководный желоб.

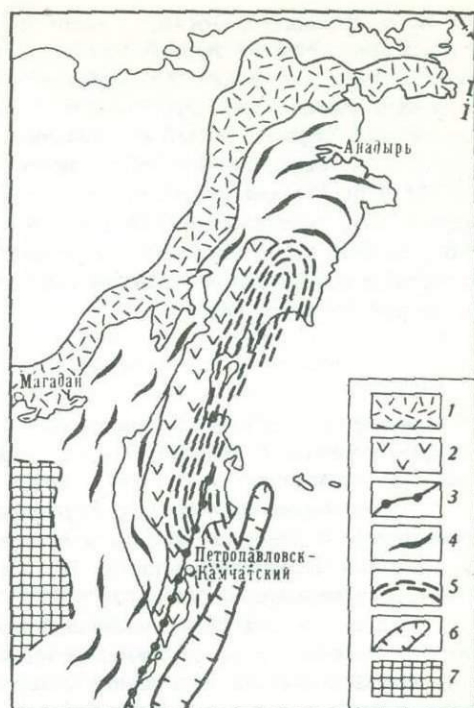
Последовательное положение вулканических поясов и геосинклиналей для Северо-Востока СССР приведено на рис. 1.33. Прикамчатский профиль ГСЗ, как можно видеть из сопоставления с рис. 1.20, в, пересек три зоны — Центрально-Камчатский вулканический пояс (прибрежный блок к западу от Петропавловска-Камчатского), Восточно-Камчатскую кайнозойскую геосинклиналь (блок восточных полуостровов и заливов Камчатки и блок хр. Шатского) и Курило-Камчатскую современную геосинклиналь (присеивой блок). Из сравнения рис. 1.33 и 1.20, в особенно хорошо видна наложенность нового цикла на более ранние. Новая система дуга-желоб сечет предыдущую не только новым планом своего простираения (см. рис. 1.33). Она разбила единую структурную зону Восточно-Камчатской геосинклинали на два блока, причем так фундаментально, что один из них (блок восточных полуостровов и заливов Камчатки) расположился по одну сторону от фокальной плоскости, а другой (блок хр. Шатского) — по другую (см. рис. 1.20, в), оказавшись захваченным процессом дробления и обрушивания коры в результате погружения океанической плиты.

Нами отмечено сходство характера границы Мохоровичича под прогибами в поверхности консолидированной коры на севере и в центре Охотского моря, где распространен приматериковый тип коры, с характером этой границы в области глубоководной южной части, где тип коры котловинный (см. гл. I, 1). Нам кажется этот факт очень важным.

Как известно, многие исследователи (Белосов, 1968; Рудич, 1962; Беляевский, Петрушевский, 1968; Горячев, 1966; Литвинов, 1971; Туезов, 1972; и др.) считают, что Охотское море, как и другие окраинные моря, — это опустившийся край континента и что на всей его акватории идет единый глубинный процесс — интенсивная океанизация коры. Указанный процесс в соответствии с этой точкой зрения дальше всего зашел на юге в области глу-

Рис. 1.33. Схема расположения вулканических поясов и геосинклиналей Северо-Востока СССР по работе (Ап-релков, Жегалов, 1972)

Вулканические пояса: 1 - Охотско-Чукотский; 2 - Центрально-Камчатский; 3 - Восточно-Камчатский (современный); геосинклинали: 4 - Камчатско-Корякская позднемезозойская; 5 - Восточно-Камчатская кайнозойская; 6 - Курило-Камчатская современная; 7 - Охотская платформа



боководной котловины, несколько меньше проявился на севере и в центре моря в областях прогибов и еще меньше на остальных участках моря с не достаточно сильно прогнутым фундаментом.

Полученные данные ГСЗ могут рассматриваться как дополнительный аргумент в пользу выдвигаемой этими исследователями гипотезы, а именно, что земная кора в прогибах северной и центральной частей Охотского моря по своей мощности еще не котловинная, но подготовка к такой перестройке уже идет, и началась она снизу, с перестройки области перехода между корой и мантией.

В соответствии с другой, противоположной точкой зрения (Васильковский, 1968; Paskam, Falvey, 1971¹; Гнибиденко, 1972; Сычев, 1972; Сорохтин, 1974; и др.) Охотское море в прошлом было океаном, а теперь в нем идет, с одной стороны, образование континентальной коры за счет интенсивного заполнения осадками, а с другой - непрерывное поступление легких расплавов из мантии.

Следуя этой точке зрения, прогибы в поверхности консолидированной коры северной и центральной частей Охотского моря, по-видимому, надо рассматривать как старые котловины, бывшие когда-то такими же, как современные глубоководные, и располагавшиеся в тыловых частях вулканических островных дуг того времени. И в качестве свидетельства этого может являться сохранившееся пока сходство характера поверхности Мохоровичича в этих прогибах с таковым для современных котловин.

Хотя получается, что данные ГСЗ вроде бы одинаково хорошо могут использоваться сторонниками как той, так и другой гипотез и в общем-то не продвигают проблему в целом, однако на их основании, как следует из изложенного, можно указать некоторые новые направления поиска.

В качестве одного из таких направлений может быть предложена попытка реконструкции древних вулканических дуг на участках, прилегающих к прогибам в поверхности консолидированной коры. Если бы они нашлись, то, по-видимому, следовало бы отдать предпочтение второй гипотезе.

Весьма перспективным также может оказаться детальное сопоставление волнового поля с распределением по площади теплового потока и, в частности, с его величиной в прогибах по сравнению с участками мелкого залегания поверхности консолидированной коры. Как известно, для большинства современных глубоководных котловин характерны высокие тепловые потоки (Uyeda, 1972; Туезов, 1972; и др.). Следует попытаться установить, не является ли это признаком и других прогибов в поверхности консолидирован-

¹ См. перевод в кн.: Новая глобальная тектоника, 1974.

ной коры окраинных морей, и если является, то, по-видимому, следует тогда отдать предпочтение первой гипотезе. Данных для выяснения этого вопроса даже в пределах одного из наиболее изученных морей, Охотского, накоплено пока еще очень мало. Это связано с тем, что сейсмические профили (Строе-ние земной коры..., 1964; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; и др.) и станции наблюдений теплового потока (Yasui a.o., 1967; Yasui a.o., 1968; и др.) очень редки и, главное, не совмещены своими конкретными координатами, поэтому построенные по ним схемы изоглубин поверхности консолидированной коры (Косминская и др., 1964; Зверев, Тулина, 1971; и др.) и распределения теплового потока (Смирнов, Попова, 1974; и др) сопоставлять-ся между собой не могут.

Выводы

Результаты обсуждения данных ГСЗ в свете данных других методов и некоторых гипотез о направленности развития переходной зоны позволяют заключить следующее.

1. Особенности глубинного строения современных систем дуга-желоб четко проявляются в морфологии дна и подошвы рыхлых осадков, сейсмичности, гравитационном и магнитном полях. Это свидетельствует о взаимосвязи всех геофизических характеристик разреза и их обусловленности общей глубинной причиной.

2. На основании сопоставления активной в настоящее время Курило-Камчатской системы с предполагающейся активной в прошлые времена, а теперь неактивной системой на границе Азиатского материка с окраинными Японским и Охотским морями можно утверждать, что многие черты взаимосвязи различных геофизических характеристик надолго сохраняются после затухания глубинных процессов.

3. Данные ГСЗ не противоречат, а по ряду пунктов согласуются с гипотезами о погружении земной коры и верхней мантии океанов под островные дуги, активном преобразовании земной коры окраинных морей, о возможной связи и взаимообусловленности этих двух процессов, повторяемости их во времени и миграции в пространстве.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

1. Намечена корреляция между типами волн, возникающих на границе Мохоровичича, и гипсометрическими характеристиками основных границ в разрезе — поверхности консолидированной коры и поверхности мантии. Чем глубже опущена первая и выше приподнята вторая, тем более интенсивны преломленные волны от границы Мохоровичича и менее интенсивны отраженные от этой границы, вплоть до полного прекращения прослеживания последних в областях котловинного и океанического типов коры, где доминируют преломленные волны. Это может свидетельствовать об изменении структуры границы Мохоровичича и прилегающих к ней частей коры и мантии при переходе от одного типа коры к другому в пространстве и во времени.

2. Показано, что регистрируемые в сложных областях Дальневосточной переходной зоны преломленные волны от границы Мохоровичича являются сложными волнами типа интерференционных головных волн, которые кинематически могут интерпретироваться методами, разработанными для простых головных волн, и давать сведения о скоростях, имеющих место на границе между корой и мантией.

Показано, что этими же методами с допустимыми на настоящем этапе погрешностями могут интерпретироваться также околоритические отраженные, а также рефрагированные волны, распространяющиеся в толстослоистой слабоградиентной среде со скачками скорости на границах раздела.

3. Установлено, что земная кора и верхняя мантия системы островная дуга — глубоководный желоб характеризуются полосчато-блоковым глубинным

строением. Блоки-полосы вытянуты вдоль того же направления, что и сами системы. Границы между блоками представляют собой нарушенные зоны типа глубинных разломов, практически непрерывно прослеживающиеся на протяжении каждой системы и сохраняющие положение относительно оси глубоководного желоба с точностью до первых десятков километров. Граница Мохоровичича при переходе от блока к блоку погружается по направлению к островной дуге, образуя ступенеобразные смещения вниз в областях разломов. При пересечении главной фокальной зоны, с которой совпадает главный из выделенных разломов, граница смещается в обратную сторону - приостровной ее участок приподнимается вверх по отношению к океаническому. Таким образом, наиболее погруженным в пределах всей системы оказывается участок, примыкающий к фокальной зоне со стороны океана. Наиболее приподнятое положение границы Мохоровичича наблюдается при подходе к современной вулканической дуге.

Весьма характерно распределение средних скоростей в блоках. Наибольший контраст в скоростных характеристиках в Курило-Камчатской системе наблюдается между блоком земной коры, прилегающим к главной фокальной зоне со стороны океана, и блоком коры, прилегающим к этой зоне со стороны дуги. При мало различающейся средней мощности коры в этих блоках разница в средних скоростях $\Delta \bar{V}$ по данным прикамчатского профиля достигает величины около 1,5 км/сек при $\bar{V} \approx 5,0$ км/сек в первом из указанных блоков и $\bar{V} \approx 6,4$ км/сек - во втором. Такая же качественно картина соотношений средних скоростей наблюдается в других системах дуга - желоб.

Выявленные особенности глубинного строения систем дуга - желоб находят свое отражение в гравитационном и магнитном полях и согласуются с внешними проявлениями протекающих в них глубинных процессов - распределением теплового потока, вулканизмом и сейсмичностью.

4. Установленные ранее в области сочленения Азиатского материка с окраинными Японским и Охотским морями такие особенности глубинного строения, как предматериковый прогиб и сопряженный с ним прибрежный вал, выраженные в рельефе границы Мохоровичича, в сочетании с особенностями вулканизма и гравитационного и магнитного полей, позволяют присоединиться к точке зрения тех исследователей, которые трактуют эту область как древнюю систему дуга - желоб.

5. Выявленные особенности волновых полей и глубинного строения Дальневосточной переходной зоны свидетельствуют в пользу гипотез о погружении земной коры и верхней мантии океана под островные дуги, преобразовании коры окраинных морей, взаимной обусловленности этих процессов, повторяемости их во времени и миграции в пространстве.

ГЛУБИННЫЕ ОТРАЖЕННЫЕ ВОЛНЫ И МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РАБОТ ГСЗ В ЗАПАДНОМ УЗБЕКИСТАНЕ

Изучение характера глубинных границ и детализация строения земной коры являются актуальными задачами глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). В последние годы появилось большое количество работ, посвященных этим вопросам. Работы ведутся в двух направлениях: теоретические исследования динамики различного типа волн, распространяющихся в сложных средах, и анализ экспериментальных данных и их сопоставление с материалами расчетов. Благодаря этому существенно изменились представления о скоростной структуре земной коры. Первоначальная модель земной коры включала два-три субгоризонтальных слоя. В современном представлении земная кора — слоисто-блоковая среда со сложными границами и различными законами изменения скоростей в слоях.

Тип получаемой модели обычно определяется типом регистрируемых волн. Модификация ГСЗ, основанная на регистрации преломленных и закритических отраженных волн, позволила выделить класс градиентных и градиентно-слоистых моделей, а использующая докритические отражения, — многослойные, в том числе тонкослойные модели. Очевидно, что при конструировании модели нужно комбинировать обе модификации.

Основной вклад в детализацию структуры земной коры сделан в результате интерпретации параметров докритических отраженных волн, и поэтому в последнее время этим волнам многие исследователи уделяют большое внимание. По данным даже плохо коррелирующихся отраженных волн во многих случаях удалось выделить большое количество глубинных границ в коре и точнее определить скоростной разрез коры. Наиболее богатый материал собран по самым выразительным волнам, отраженным от границы Мохоровичича. На основании анализа спектров и амплитудных графиков волн, отраженных от границы Мохоровичича, были высказаны предположения о тонкослойной структуре зоны перехода от коры к мантии. Малые значения скоростей закритических отражений от границы М дали основание предполагать наличие в низах коры переходного слоя со сложным градиентом скоростей.

Характер прослеживания докритических отраженных волн от этой границы для различных регионов неодинаков. Это связано с какими-то особенностями границы М, изучение которых требует специальных региональных исследований. К таким работам относятся проведенные в Западном Узбекистане Институтом физики Земли совместно с Узгеофизтрестом исследования ГСЗ, использующие в основном глубинные докритические отраженные волны.

В данной работе приводятся результаты детального анализа кинематических и динамических характеристик зарегистрированного при этих исследованиях волнового поля, на основе которого определяется тип структуры в основном нижней части коры. Для интерпретации привлечены многочисленные теоретические расчеты динамики волн. Для выбранных вариантов строения среды выполнен ряд новых расчетов.

ТИПЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ И АНАЛИЗ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ ДИНАМИКИ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Определение характера глубинных границ производится сопоставлением экспериментальных параметров с данными решения прямых задач. Известно, что тип границ устанавливается в основном по динамическим параметрам отраженных волн, в то время как одна и та же кинематическая волновая картина может соответствовать различным типам сред (Косминская, 1968; Давыдова и др., 1972; Fuchs, 1969; и др.).

В гл. II, 1 сделан анализ теоретических расчетов с целью выделения диагностических параметров отраженных волн для различных типов сред.

1. Классификация границ для земной коры

При выборе структуры глубинных границ обычно обсуждают три конкурирующих варианта: 1) границы первого порядка между толстыми слоями; 2) границы в виде градиентного переходного слоя промежуточной мощности и 3) границы в виде пачки тонких слоев (Берзон и др., 1971; Давыдова, 1972; Косминская, 1968; Павленкова и др., 1971; Fuchs, 1969; Meissner, 1967; и др.). В основу такой классификации положены вариации как скоростных особенностей слоев, так и мощностей.

Большое количество расчетов интенсивностей волн, сделанных разными авторами и с помощью нулевого приближения лучевого метода, и более точными способами, позволяет провести довольно полный анализ динамических характеристик отраженных и преломленных волн для разных типов сред и границ и систематизировать их по определенной схеме.

По характеру изменения скоростной функции границы делятся на два основных класса – границы первого порядка (скачок скорости) и границы второго порядка (скачок градиента скорости). Каждый из классов, в зависимости от мощности слоев h , подразделяется в свою очередь на три типа: простая граница между толстыми слоями (1-ый тип); сложные среды в виде зон, состоящих из слоев промежуточной мощности (2-й тип) и тонких слоев (3-й тип). Деление слоев по толщине h , отнесенной к длине продольной волны λ , несколько различается у разных авторов. Однако в большинстве случаев толстыми считаются слои с $h > 5\lambda$ (для условий ГСЗ при частоте 15 гц $h > 3$ км), промежуточными с $5\lambda > h > (1-1,5)\lambda$, т.е. 3 км $> h > 0,8$ км, тонкими – с $h < (1-1,5)\lambda$, т.е. $h < 0,5-0,8$ км.

При анализе динамики волн, отраженных от границ разных типов, за основные характеристики волн принимались: частоты f , амплитуда над пунктом взрыва A_0 , амплитуда в области начальной точки $A_{нт}$, амплитуда A_{\min} – минимума графика $A(R)$ между A_0 и $A_{нт}$ и отношения этих амплитуд: A_0/A_{\min} , $A_{нт}/A_{\min}$, $A_{нт}/A_0$. Количественные выборки параметров волн, отраженных от различных типов границ, делались в основном для условий границы Махоровича в Узбекистане (глубина границы $H = 40$ км, средняя скорость до нее $\bar{V} = 6,4$ км/сек), поскольку при анализе экспериментальных данных ей было уделено главное внимание.

2. Динамика отраженных волн

Более всего изучены свойства волн, отраженных от границ первого порядка, ограничивающих полупространства или толстые слои, менее всего – от зон с границами первого порядка слоев промежуточной мощности.

А. Границы первого класса (первого порядка). Для этих границ (Берзон и др., 1962; Гутерх, 1972; Давыдова и др., 1964; Епинатьева, 1970; Пу-

зырев, 1959; Сегвену а.о., 1971; и др.) характерны следующие особенности волн.

1. Интенсивность вертикальных отражений A_0 тем больше, а преломленных волн тем меньше, чем меньше отношение n скоростей V_1 и V_2 на границе ($n = V_1/V_2$).

2. Амплитуда в начальной точке $A_{нт}$ менее чувствительна к величине n , чем амплитуда вертикальных отражений A_0 . При изменении n от 0,60 до 0,95 A_0 уменьшается на порядок, а $A_{нт}$ — не более чем в 2 раза.

3. Чем меньше n , тем меньше расстояние от источника до начальной точки и меньше отношение $A_{нт}/A_0$. При изменении n от 0,60 до 0,95 различие ΔR в абсциссах начальной точки составляет около 25 км. Положение максимума амплитуд в области начальной точки (Епинатьева, 1970; Косминская, 1968; Смирнова, 1962; Сегвену а.о., 1972; и др.) определяется наложением отраженной и преломленной волн и зависит от частоты. Чем ниже частота, тем дальше смещается этот максимум в сторону больших расстояний по отношению к геометрической начальной точке. Амплитуда его уменьшается с понижением частоты и с уменьшением отношения глубины границы к длине волны. Для границы Мохоровичича в условиях Узбекистана смещение максимума составляет 10–20 км, а амплитуда суммарной волны приблизительно в 1,5 раза меньше, чем амплитуда, вычисленная по асимптотическим формулам для чисто отраженной волны в геометрической начальной точке.

4. Отражения от более глубоких границ в разрезе при близких значениях перепада скоростей на них имеют более удаленную начальную точку $R_{нт}$ и меньшую интенсивность вертикальных отражений A_0 . Однако различные сочетания мощностей слоев и скоростных перепадов на границах могут создавать разнообразные совокупности амплитудных графиков; более мелкие границы, например, если у них больше n , чем у более глубокой границы, могут иметь одинаковые с ними $R_{нт}$ или даже большие и меньшие амплитуды вертикальных отражений.

Градиентно-слоистые среды с границами первого класса (Аверьянов, 1969, Алексеев и др., 1963) имеют динамические особенности отраженных волн, аналогичные однороднослоистым средам, появляется лишь предельная точка отражений, совпадающая с предельной точкой волны, рефрагированной в верхней среде над отражающей границей. Интенсивность рефрагированных волн (Авербух, 1965; Аверьянов, 1969; и др.) для неоднородных сред выше, чем теоретически возможная интенсивность головных волн на соответствующих границах первого рода.

Рассмотрим теперь различные типы сред в пределах первого класса границ. Слои различной мощности создают своеобразие динамических особенностей отраженных волн в связи с явлениями интерференции в них.

Для границ первого класса между толстыми слоями характерны следующие особенности.

1. Отношение A_0/A_{\min} определяется в основном глубиной залегания границы, так как в интервале расстояний, соответствующих A_{\min} , коэффициент отражения для нерезких границ меняется очень мало.

2. До начальной точки форма отраженной волны совпадает с формой волны падающей, так как коэффициент отражения не зависит от частоты. Спектр отраженной волны задается спектром взрыва.

3. В области критического угла, как показали теоретические расчеты (Смирнова, 1962), происходит понижение частоты интерференционной волны вследствие зависимости амплитуды головной волны от частоты. В случае границы М, расположенной на глубине 40 км, резонансная частота спектра суммарной волны понижается на 3–4 гц. Наиболее резко это проявляется в пределах первых 20 км за начальной точкой.

Отношения амплитуд в случае толстослоистых моделей коры для волн, отраженных от границы Мохоровичича ($H = 40$ км, $\bar{V} = 6,3\text{--}6,4$ км/сек, $n = 0,9$, $R_{нт} = 100$ км), составляют: $A_0/A_{\min} = 2\text{--}3$, $A_{нт}/A_{\min} = 5\text{--}6$, $A_{нт}/A_0 = 2\text{--}3$.

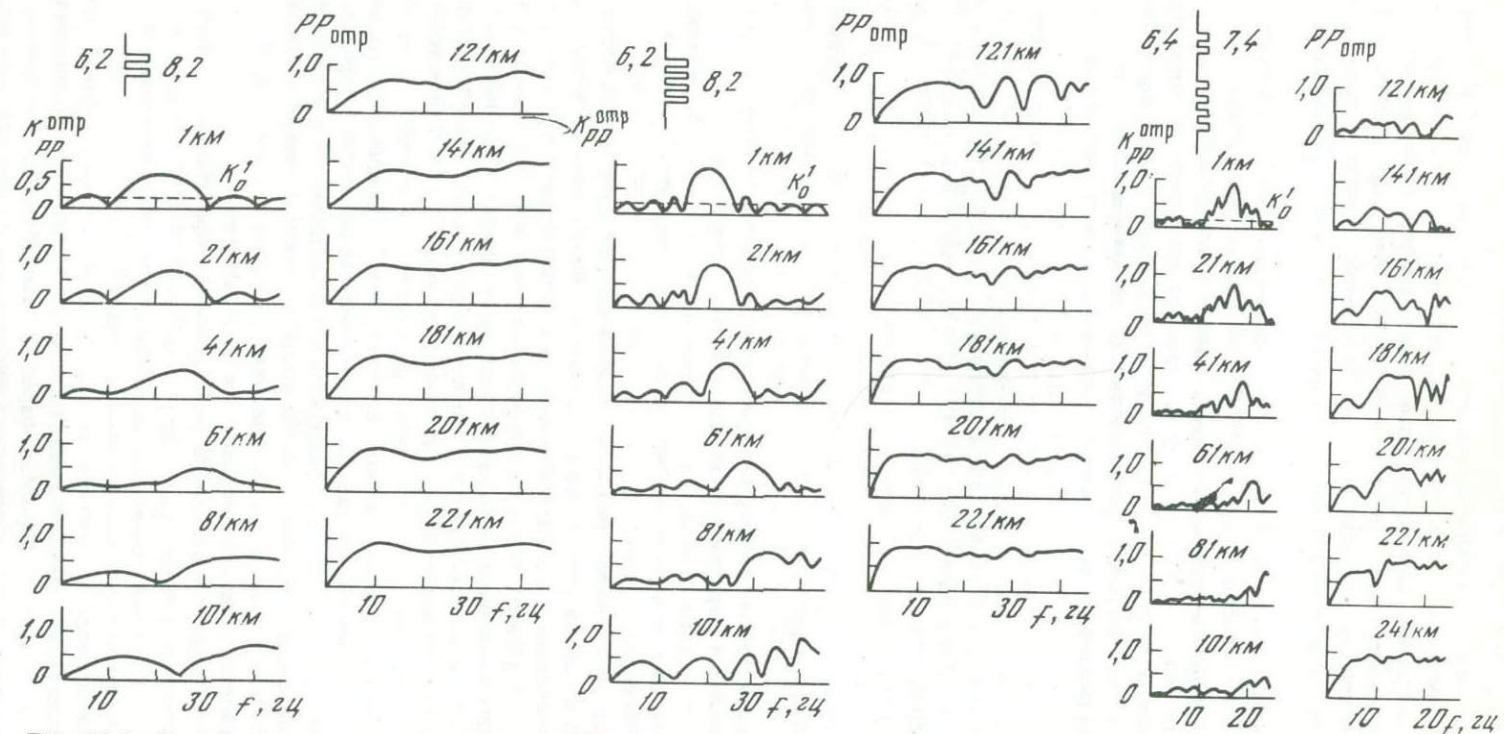


Рис. II.1. Спектральные характеристики коэффициентов отражения от граничных зон, представленных в виде пачек тонких слоев с регулярной структурой (границы первого порядка третьего типа) (Давыдова и др., 1973)

K_0^1 - коэффициент отражения от границы первого порядка

При увеличении глубины границы до 50 км эти отношения увеличиваются: $A_{нт}/A_{мин}$ до 17, $A_{нт}/A_0$ до 8, а $R_{нт}$ до 180 км.

Для второго типа границ первого класса, т.е. слоев промежуточной толщины с границами первого порядка, установлено, что вблизи источника при частотах, при которых отраженные волны разделены во времени, они имеют те же особенности, что и в случае толстых слоев. Для критической области и за критической наблюдается сложная интерференционная волна, динамика которой аналогична характеристикам отражений от тонких слоев (Кун, Подьяпольский, 1973).

Ряд расчетов синтетических сейсмограмм для инверсионной слоистости с $h/\lambda = 2$ приводится в статье (Fuchs, 1970). На малых расстояниях прослеживается серия отдельных отраженных волн, вблизи критического угла — сложная зона интерференции, которая зависит от параметров слоев. В за критической области возможна ложная корреляция, переход с одной волны на другую. Характеристики зоны интерференции практически не исследованы.

В итоге можно сказать, что параметры отраженных волн для этого типа моделей изучены слабо.

Для третьего типа границ первого класса, т.е. тонкослойных переходных зон, исследованы свойства отраженных волн достаточно подробно. Расчеты сделаны как для условий сейсморазведки (Берзон, 1967; Михайлова и др., 1966; Стародубовская и др., 1967; и др.), так и для условий ГСЗ (Берзон и др., 1969, 1971; Давыдова, 1972; Fuchs, 1969, 1970; и др.).

Основные характеристики отраженных волн для этого типа границ следующие.

1. Повышенный уровень амплитуд вертикальных отражений, вследствие этого уменьшение $A_{нт}/A_0$ по сравнению с одиночной границей между толстыми слоями.

2. Резонансный характер спектров отраженных волн при малых углах падения и низкочастотный характер спектров преломленных волн.

3. Изменчивость формы записи, времен прихода и числа прослеживаемых волн на сейсмограммах при разных фильтрациях (при разных спектрах возбуждаемых колебаний).

Простейший вид этого типа сред — одиночный тонкий слой между двумя толстыми слоями. Если он имеет повышенную или пониженную по отношению к толстым слоям скорость, то он действует на сейсмический импульс как резонансный полосовой фильтр, частота которого определяется отношением h/λ . При промежуточных значениях скоростей такой слой играет роль низкочастотного фильтра. С увеличением угла падения коэффициент отражения для такого слоя возрастает, но слабее, чем для одиночной границы первого порядка.

Более сложный вид сред третьего типа представляется в виде пачек тонких слоев с разными скоростями в них. Вертикальные отражения более интенсивны в случае инверсионной структуры пачки, причем величина коэффициента отражения тем больше, чем больше мощность пачки и резче скоростные контрасты на границах слоев. Наиболее интенсивные и простые волны наблюдаются при отражении от любой пачки, когда суммарная мощность пачки слоев с повышенной и пониженной скоростями близка к половине длины волны в них (область первого основного максимума спектральной характеристики пачки, для которого частота резонанса $f_{рез} = 2(\tau_1 + \tau_2)^{-1}$, где $\tau = h/V$). Полоса частот между нулевыми значениями основного максимума спектральной характеристики определяется количеством n слоев в пачке.

Н.И. Давыдовой проведены расчеты для пачек слоев с параметрами, отвечающими характеристикам (резонансной частоте и длительности колебаний) волн в Западном Узбекистане (профиль Фараб — Тамдыбупак). По сравнению с одиночной границей первого порядка коэффициент отражения для инверсионной пачки при вертикальном падении возрастает в 3–4 раза (рис. П.1). Амплитудные графики различных спектральных составляющих имеют максимум в критической области, причем $A_{нт}$ меньше, чем A_0 ($A_{нт}/A_0$ составляет от 0,2 до 0,5 для резонансной частоты, $A_{нт}/A_0 = 2-3$).

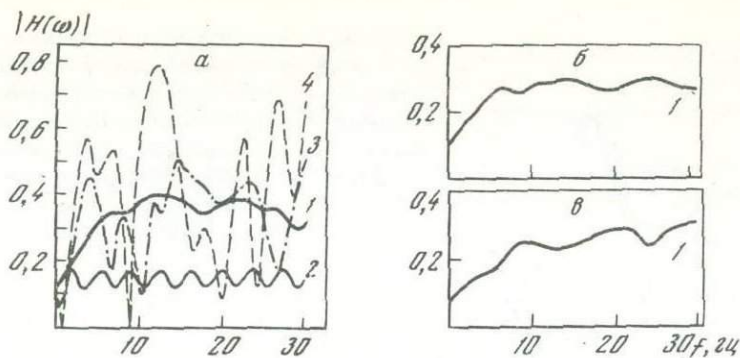


Рис. 11. 2. Спектральные характеристики пачки со случайным распределением параметров для различных расстояний

$a - 2$ км, $b - 32$ км, $v - 72$ км;

1 - среднестатистическая спектральная характеристика; 2 - спектральная характеристика эквивалентного слоя; 3, 4 - спектральные характеристики отдельных реализаций пачки (Давыдова и др., 1973)

Малая вероятность существования подобных пачек в природе, выдержанных вдоль длинных профилей, привела к необходимости исследовать характеристики волн, отраженных от пачек со случайной структурой (Берзон и др., 1973).

Н.К. Капустян (Давыдова и др., 1973) были рассчитаны спектральные характеристики переходной зоны от коры к мантии для объяснения природы границы Мохоровичича. Пачка располагалась на глубине 40 км и представляла собой совокупность тонких слоев со случайной структурой, для которой параметры толщины слоев и скоростей в них распределены по нормальному закону с математическими ожиданиями для скорости $MV = 8,2$ км/сек и для толщины $Mh = 0,16$ км.

Отдельные реализации для такой пачки имеют существенно различные графики в функции частоты и расстояния, но среднестатистический коэффициент отражения для всей пачки (рис. 11. 2) экспоненциально возрастает с частотой и мало меняется в функции расстояния. Для вертикальных углов этот коэффициент в 2 раза больше, чем для случая однородного эквивалентного слоя со средней мощностью $\bar{h} = M\Sigma h = 1,1$ км и скоростью $\bar{V} = MV = 8,2$ км/сек.

Для случайной пачки отношение A_0/A_{\min} для различных спектральных составляющих меньше 2. К сожалению, параметры отраженных волн были рассчитаны автором только для расстояний несколько меньших, чем абсцисса начальной точки.

Б. Границы второго класса (второго порядка). Основные характеристики волн в случае границ этого класса (Авербух, 1965; Аверьянов и др., 1964; Аверьянов, 1969; Левин, 1972; Мишенькин, 1970; Пузырев, 1959; Целелев, 1959; Чекин, 1959; Gupta, 1966; Meissner, 1967; Fuchs, 1970; и др.) в сравнении с границами первого класса следующие.

1. Меньший уровень амплитуд вертикальных отражений и близкие значения амплитуд в области критического угла. Чем меньше перепад градиентов скорости, тем меньше величина A_0 .

2. Большая величина отношения $A_{\text{нт}}/A_0$.

3. Большая интенсивность рефрагированных в нижней среде волн по сравнению с головными.

4. Форма отраженной волны до предельного угла является интегралом от формы падающей.

5. Отраженные волны имеют низкочастотный спектр, а преломленные волны - высокочастотный.

В случае границ второго порядка между толстыми слоями (границы первого типа второго класса) коэффициенты отражения

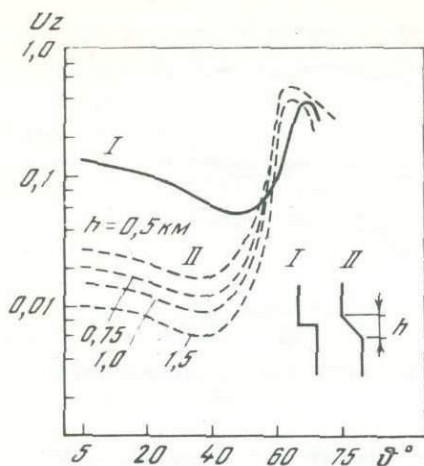


Рис. II.3. Амплитудные графики отраженных волн от границы, представленной переходным слоем (граница второго порядка второго типа). Параметр кривых - мощность слоя (Мишенькин, 1970)

Для I и II $V_{\text{нач}} = 7$ км/сек;

$V_{\text{кон}} = 8$ км/сек

в 10 и более раз меньше возможных коэффициентов отражения для глубинных границ однородных слоев, в области начальной точки эти величины одинаковы.

Среди границ второго порядка большинство теоретических расчетов сделано для переходных зон со слоями промежуточной мощности (Мишенькин, 1970; Gupta, 1966; Hirasawa a.o., 1971; Fuchs, 1970; и др.) (границы второго типа второго класса).

В работе Б.П. Мишенькина приведены расчеты динамических характеристик отраженных волн (рис. II, 3) от границы М, представленной в виде линейного переходного слоя, мощность которого меняется от 0,5 до 1,5 км ($h/\lambda = 1-2$). Делается вывод, что коэффициент отражения для малых углов падения тем меньше, чем больше мощность слоя. На приведенных сейсмограммах (Мишенькин, 1970) видно, что вертикальные отражения от кровли и подошвы слоя следятся раздельно. Поскольку над и под слоем скорости фиксированы, то изменение мощности слоя ведет к изменению перепада градиентов скорости. Фактически для этих случаев можно сделать вывод, что чем меньше перепад градиентов, тем меньше A_0 . Амплитуда волн, отраженных от такого слоя (кривая II), в 5-10 раз меньше амплитуд волн в случае границы первого порядка (кривая I). В области критического угла, где волны от подошвы и кровли слоя интерферируют, графики амплитуд для переходного слоя и резкой границы первого класса ведут себя одинаково (Hirasawa a.o., 1971), лишь максимальная амплитуда для данной частоты спектра наблюдается на несколько большем расстоянии для более мощного переходного слоя.

Границы в виде тонких переходных слоев (границы третьего типа второго класса) имеют коэффициенты отражения, отличные от коэффициентов отражения однородного тонкого слоя на множитель $1/\omega\tau$, где τ - время пробега в слое. Одиночные переходные слои являются низкочастотным фильтром, пачка таких слоев - полосовым фильтром (Берзон, 1967).

Граница М в виде переходного слоя рассмотрена в работе (Берзон и др., 1969). Параметры слоя: толщина $h = 1$ км, глубина $H = 40$ км, отношение $h/\lambda = 0,45$ и $1,02$. Отношения амплитуд отраженной волны от такого слоя в характерных точках составляют: $A_{\text{HT}}/A_0 > 6$, $A_{\text{HT}}/A_{\text{min}} > 50$.

В случае переходных слоев существует некоторая критическая частота в падающем импульсе, ниже которой спектральные составляющие отражаются от слоя, а выше - проникают в слой без отражения (Fuchs, 1969). Критическая частота $f_{\text{кр}}$ зависит от градиента скорости в слое, и для вертикального падения в случае линейного изменения скорости она равна значению градиента. Если предположить $f_{\text{кр}} = 15$ гц и максимальный перепад скоростей на границе $\Delta V = 1,5$ км/сек (от 6,5 до 8,0 км/сек), то толщина переходного слоя

будет составлять $h = \Delta V / f_{кр} = 1,5 / 15 = 0,1$ км. Для такого слоя при отношении мощности к длине волны $h/\lambda = 0,1/0,4 = 0,25$ амплитудные характеристики отраженных волн будут такими же практически, как для границы первого порядка.

В случае пачки переходных слоев (Берзон, 1967) спектральная характеристика имеет вид резонансного фильтра с меньшими, чем у границ первого класса, значениями коэффициентов отражения.

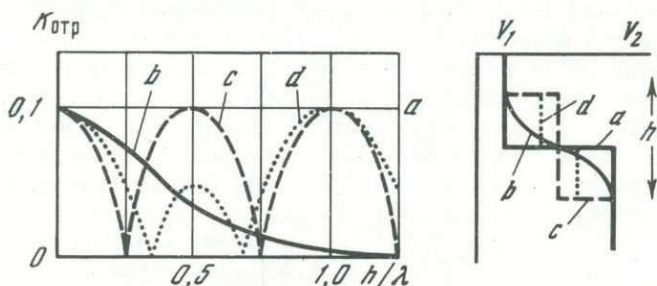


Рис. 11.4. Зависимость коэффициентов отражения $K_{отр}$ от относительной мощности h/λ переходной зоны, представленной градиентным слоем (b), однородным слоем (c), двумя однородными слоями (d). Для сравнения приведен коэффициент отражения от границы полупространства (a) (Meissner, 1967)

В ряде работ (Meissner, 1967; Červený, Zahradník, 1972; и др.) рассмотрены модели для нижней части коры в виде переходных слоев со специфическим изменением градиента скорости. Смена градиентов порождает каустику. Из анализа расчетов для такой модели следует, что кинематические и динамические характеристики зоны каустики похожи на соответствующие характеристики для области околоскритических и за критических отражений от границы однородных слоев, но амплитуда в области каустики в 3–4 раза больше амплитуды критических отражений. На малых расстояниях отражения от таких границ практически отсутствуют.

Сопоставляя спектральные характеристики границ обоих классов и разных типов (рис. 11, 4), можно видеть, что коэффициенты отражения при нормальном падении от переходного слоя малой мощности ($h < 0,1$ км, $h/\lambda < 0,23$) практически такие же, как от границы первого класса, а от переходного слоя большей мощности ($h > 0,5$ км) пренебрежимо малы.

3. Основные факторы, вызывающие искажения динамики отраженных волн

Динамические характеристики волн зависят не только от типа границ и мощности слоев; на них влияют также свойства падающей волны, свойства регистрирующей аппаратуры, слоистость окружающей толщи и поглощение в среде. Имея это в виду, важно было установить, насколько параметры наземного волнового поля, по которым подбирается модель среды, могут быть искажены этими факторами.

Первые две причины зависят от условий эксперимента и требуют индивидуального контроля в период самого эксперимента. Влияние среды можно оценить по теоретическим расчетам.

1. Для границ первого типа первого класса было выполнено больше всего расчетов влияния слоистости среды над и под границей на параметры волн. Поэтому именно для них проще всего было проследить последовательное усложнение среды. Рассматривались слои мощностью более 2λ .

Неоднородность в среде под границей (градиент скорости или слоистость) изменяет интенсивность лишь преломленных и за критических отраженных

волн (Авербух, 1965; Аверьянов, 1969; Епинатьева, 1970; Helmberger, 1968; и др.).

На докритические отраженные волны сильное влияние оказывает только неоднородность в покрывающей толще. Анализ этого вопроса посвящены фундаментальные работы (Епинатьева, 1960; Червени и др., 1968). Основные выводы из приводимых ими расчетов следующие.

1. Амплитуда вертикальных отражений определяется главным образом отношением акустических жесткостей на самой отражающей границе; слоистость в покрывающей толще 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 функции расхождения на амплитуду отраженной волны.

2. Наиболее сильное влияние на динамику глубинных отражений оказывают промежуточные границы слоев, имеющих большие, чем вмещающая среда, скорости. Наличие таких слоев расширяет и углубляет минимум амплитудных графиков, отодвигает начальную точку R_{HT} (в случае контрастного промежуточного слоя с $V_{n-1}/V_n = 5,6/7,6 = 0,75$ ΔR_{HT} достигает 40 км) и понижает амплитуду A_{HT} (при $n = V_{n-1}/V_n = 0,75$ A_{HT} уменьшается в 6 раз, при $n = 0,85$ A_{HT} уменьшается в 1,5 - 2 раза). При этом уменьшается и отношение A_{HT}/A_{min} (при $n = 0,75$ оно равно 1,5 при $n = 0,8$ - около 3, при $n = 0,9$ - почти 4).

Этот эффект обусловлен главным образом вариацией функций расхождения и прохождения. Чем меньше мощность промежуточного слоя с повышенной скоростью и больше скорость в нем, тем больше изменяются амплитуды волн, отраженных от основной границы.

3. Отношение A_0/A_{min} определяется главным образом глубиной залегания границы, поэтому в случае слоистости над границей это отношение может даже относительно несколько увеличиться за счет отодвигания геометрической начальной точки.

4. Отношение A_{HT}/A_0 тем меньше, чем больше контраст в акустических жесткостях на основной границе и чем контрастнее и мощней слой повышенной скорости в вышележащей толще.

5. В закритической области любая промежуточная слоистость ведет к более резкому затуханию амплитуд отраженных волн, вследствие чего сильно уменьшается отношение $A^{отр}/A^{прел}$; слой повышенной скорости уменьшают это отношение больше, чем остальные типы слоев.

6. Амплитуды преломленных волн при наличии слоистости над основной границей увеличиваются незначительно (в 1,5 - 2 раза), лишь переходный слой и слой относительно небольшой мощности (Епинатьева, 1970; Юхнин, 1973; Nakamura, 1968; и др.) над границей увеличивают интенсивность головной волны в определенном диапазоне частот в связи с интерференцией преломленных и отраженных волн. Это усиление тем значительнее, чем больше градиент скорости и мощность слоя и выше частота колебаний.

В значительно меньшей степени на проходящие волны влияет тонкая слоистость.

Выводы о влиянии промежуточных границ в покрывающей и подстилающей средах, полученные для однослойных сред, можно распространить и на другие типы и классы сред, учитывая их специфику.

Таким образом, изучая свойства волнового поля и давая оценку интенсивности каждой из изучаемых волн, необходимо иметь в виду расслоенность коры.

II. Влияние поглощения. Диссипативные свойства среды значительно влияют на динамику волн (Берзон и др., 1962; Халтурин и др., 1962 и др.). Наличие поглощения в среде снижает не только общий уровень интенсивности волн, но увеличивает их затухание, особенно в закритической области, что приводит к изменению формы амплитудных графиков. В результате влияния поглощения интерференционный максимум в области начальной точки сдвигается в сторону меньших расстояний, понижается частота наблюдаемых колебаний.

Расчеты показывают, что для условий ГСЗ при средних значениях коэффициента поглощения для коры $\alpha_{10} = 10^{-2} - 10^{-3} \text{ км}^{-1}$ (см. гл. II, 2) уровень амплитуд в области начальной точки $A_{\text{нт}}$ уменьшается относительно A_0 в 1,5 - 2 раза, сдвиг максимума амплитуд практически неощутим, частота в диапазоне расстояний 0-100 км понижается примерно на 2 - 3 гц.

На основании анализа, приведенного в этой главе, можно сказать, что для динамических параметров отраженных волн (интенсивность и частота) наиболее представительна область вблизи источника, закритическая область почти не различается для всех типов границ. Тонкослоистое строение граничной области более всего благоприятствует прослеживанию докритических отражений, так как увеличивает их интенсивность, но малая вероятность постоянства структуры тонких слоев на больших протяжениях может приводить к ограниченной прослеживаемости отдельных осей синфазности.

Используемая нами классификация границ и числовая выборка параметров отраженных волн для границ различных классов и типов, конечно, не являются исчерпывающими; это всего лишь один из вариантов обобщения уже имеющихся расчетов, которые следует в дальнейшем дополнять и расширять.

Следует также отметить, что при переборе моделей для сложного волнового поля отраженных волн в ГСЗ, как и в сейсморазведке, большое значение имеет выявление роли кратных волн. Обсуждению этого вопроса посвящено значительное количество работ (Епинагьева, 1970; Косминская, 1968; Лоссовский, 1970, 1971, 1972; Павленкова и др., 1971; Meißner, 1965; и др.). В работах показано, что наиболее вероятными в волновом поле ГСЗ, с точки зрения динамики, являются отраженно-преломленные и кратнорефрагированные волны. Роль полнократных отраженных волн для слабо дифференцированных сред чрезвычайно мала даже в случае тонкослоистых пачек, увеличивающих коэффициент отражения вблизи источника.

В работе Е.К. Лоссовского (1971) показано, что кратные отражения мешают однократным волнам, отраженным от границ на глубинах не более 5-7 км. На волны от более глубоких границ полнократные отражения не влияют, так как они очень слабы. В этой работе делается вывод, что все четкие отражения, наблюдаемые в волновом поле ГСЗ на временах более 7-8 сек, следует считать в основном однократными.

Ввиду того, что наиболее сильной границей в разрезе ГСЗ является поверхность фундамента, следует обсуждать возможность возникновения частично-кратных глубинных отраженных волн с дополнительным отражением на границе фундамента.

4. Расчетные параметры для границы Мохоровичича

Главной задачей приведенного анализа динамики отраженных волн по георетическим расчетам было создание предпосылок для решения обратной задачи ГСЗ, т.е. определения природы (класса) глубинных границ и структуры среды в земной коре.

Как мы уже упоминали ранее, наиболее богатый экспериментальный материал получен для волн, отраженных от границы М. Поэтому, используя данные расчетов для разных моделей континентальной коры, мы составили табл. II.1 основных, обсуждаемых в этой главе параметров отраженной волны для границы М. Для приближения к условиям Узбекистана были выбраны модели, где граница М расположена на глубине 40 км.

Из анализа этой таблицы следует, что отраженные волны от границы М имеют существенно разные характеристики, если она соответствует разным классам и типам моделей. Определяющим параметром для типа модели являются абсолютные величины амплитуд A_0 для вертикального падения. Они для разных типов границ различаются на порядок (первая строка табл. II. 1). Существенно, что граничные зоны, состоящие из тонких слоев, значительно увеличивают интенсивность вертикальных отражений. Имея в виду большую трудность количественного определения A_0 , важным параметром при диагностике типа границы М примем отношение $A_{\text{нт}}/A_{\text{min}}$ различие в значениях которого

Таблица II. 1

Характеристические параметры волн P^M для различных типов границы M отр

| Параметр волны P^M отр | Границы первого порядка между слоями | | | Границы второ- го порядка между слоями промежуточной мощности |
|--------------------------------|---|----------|------------|---|
| | голстыми | гонкими | | |
| | | 1 | 2 | |
| A_0 усл. ед. | 1 | 3-4 | 2 | 0,1 |
| A_0/A_{\min} | 2-3 | 5-10 | 2 | < 8-10 |
| $A_{\text{нт}}/A_{\min}$ | 7-8 | 2-3 | Нет данных | > 50 |
| $A_{\text{нт}}/A_0$ | 2-3 | 0,15-0,3 | То же | > 6 |

Примечание. 1 - пачка с регулярной структурой; 2 - пачка со случай-
ной структурой.

достигает 10 для границ первого порядка между голстыми слоями и границ второго порядка между слоями промежуточной мощности.

Очевидно, что можно подобрать многие сочетания моделей коры с границами разных классов и типов, которые дадут близкие амплитудные графики отраженных волн, т.е. близкие их динамические характеристики. Так, например, гонкая слоистость в граничной зоне увеличивает A_0 , а слоистость в среде над границей существенно уменьшает амплитуду $A_{\text{нт}}$ в области начальной точки. Для ограничения многозначности обратной задачи в этом случае нужно выяснить, что может оказывать большее влияние на величину A_0 и $A_{\text{нт}}$. Для этого при анализе экспериментальных данных можно использовать отношение амплитуд отраженных волн в докритической и закритической областях с какой-либо опорной устойчивой волной, например волной, соответствующей поверхности фундамента.

Принятая классификация границ и основные оценки параметров отраженных волн обсуждаются в последующих главах.

Глава II.2

ОБОБЩЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ О ГЛУБИННЫХ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛНАХ В РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ

При проектировании работ в Узбекистане и их интерпретации учитывался опыт, использующий глубинные отраженные волны. Из большого количества данных в этой главе сделана выборка по отдельным параметрам, освещающим модели среды, особенно модели границы M .

В ГСЗ со времени создания метода стремились к использованию глубинных отражений с целью уточнения структурных построений. Специальные методические работы практически не вышли из стадии опытных из-за трудности регистрации и прослеживания отраженных глубинных волн на фоне помех. Расширение динамических расчетов для различных типов границ привело к повышенному интересу к глубинным отраженным волнам уже с иной точки зрения, с позиций изучения скоростной структуры среды. В этом аспекте пересматривались прежние работы и проводились новые.

Из-за относительно малого объема материалов специальных исследований ГСЗ МОВ и их неоднозначности при обычных ГСЗ трудно провести районирование по характеру прослеживания отражений. Не всегда можно также выделить основную причину отсутствия отражений, часто это определяется спецификой методики работ.

1. Условия регистрации отраженных волн

Первые опыты по регистрации отраженных волн в ГСЗ проводились так же, как при регистрации на больших удалениях. Уменьшались лишь расстояния между пунктами взрыва и использовались группы сейсмографов на малых базах. С развитием частотной теории группирования число работ ГСЗ МОВ увеличилось (Белоусов и др., 1962; Вольвовский и др., 1964; Годин и др., 1961; и др.). Условия возбуждения при регистрации докритических отражений были довольно обычны – небольшие группы скважин с зарядом в одной скважине от 10 до 100 кг и с суммарным зарядом до 500 кг. Системы наблюдений были разнообразны и зависели от задач работ, но обычно расстояния между пунктами взрыва составляли 40–100 км.

Основным препятствием при работах в докритической области являются интенсивные нерегулярные и регулярные волны-помехи.

Улучшение прослеживания отраженных волн в ГСЗ производится так же, как в сейсморазведке. Различного рода интерференционные системы применяются для достижения как направленного, так и статистического эффектов. Согласно частотной теории группирования (Гольцман, 1964), исходя из скоростей и частот полезных волн и волн-помех, которые для большинства районов близки (выдерживается закономерность: чем меньше скорость волн-помех, тем ниже их частота, и наоборот), существуют квазиоптимальные условия группирования. Эти условия следующие: число приборов в группе $n \leq 25$, база группирования $\Delta R \leq 500$ м. При опытных работах ГСЗ МОВ обычно группировалось 10–15 приборов на базе 200–400 м. Иногда группировались и взрывы (на той же базе), но таких исследований еще мало.

Из опыта работ и теоретических оценок ясно, что только группирования недостаточно, чтобы обеспечить требуемое подавление помех, так как наблюдаемые отношения помеха/сигнал превышают предел, разрешаемый группированием. Более эффективной системой является метод РНП. Однако из-за непригодности аппаратуры этого метода к условиям ГСЗ, трудоемкости методики (как в полевом использовании, так и при обработке) РНП в ГСЗ применялся в чрезвычайно ограниченном объеме (Белоусов и др., 1962; Лещук, 1968) и не вышел из стадии опытных работ.

В последнее время в сейсморазведке борьба с помехами идет путем вычитания помех с использованием ЭВМ и аналоговых машин, методом ОГТ и комбинированием этих двух способов. Однако в ГСЗ сколько-нибудь достаточного материала в этом направлении пока не получено. На приведенных в работе (Dohr, 1972) разрезах ОГТ (полученных попутно при разведочных работах МОВ) на глубинах, соответствующих границе М, прослеживается полоса непротяженных площадок различной, близкой к субгоризонтальной ориентации.

Таким образом, вопрос улучшения прослеживания глубинных отражений остается пока открытым, хотя пути его решения достаточно ясны. Они должны следовать развитию этого направления в сейсморазведке. Но при решении методических проблем в ГСЗ нужно иметь в виду, что наряду с интерпретацией записей, полученных с интерференционными системами, следует анализировать первичное неискаженное поле.

2. Некоторые данные о кинематике отраженных волн

В преобладающем большинстве исследуемых ГСЗ районов докритические отраженные волны систематически не прослеживаются. В одних случаях их совсем нельзя выделить на фоне более сильных помех, в других – они образуют так называемые штриховые поля и только в редких случаях докритические отражения являются устойчивыми и прослеживаются надежно.

При обычной методике ГСЗ, рассчитанной на регистрацию всех типов волн, докритические отраженные волны обычно начинают уверенно выделяться на записи только с расстояний 50–60 км от пункта взрыва, где они имеют уже довольно протяженные оси синфазности (примерно 3–6 км) и четко могут быть разделены на группы; в некоторых случаях менее уверенные короткие оси синфазности (1–2 км) начинают прослеживаться с расстояний 30–40 км. Во всех районах, где удается выделить отражения, отмечается большое влияние на их качество верхней части разреза – чем однороднее верх, тем лучше прослеживаются отражения. В целом на платформах глубинные отражения более выразительны, чем в складчатых зонах (Косминская, 1968). Уникальны по четкости и надежности отражения от границы М, зарегистрированные в пределах восточной части Русской платформы (Дружинин и др., 1970).

Абсолютные времена прихода и скорости отраженных волн достаточно разнообразны, их главные черты приводятся в ряде обобщающих работ (Беляевский и др., 1971; Вольвовский, 1973; Косминская, 1968; и др.), из которых следует ясная корреляция этих величин с мощностью коры. Статистический анализ пластовых скоростей показывает, что в разрезе континентальной коры выделяется несколько комплексов со средними значениями: 5,5–6,0; 5,9–6,3; 6,6–7,0; 7,2–7,4; 8,0–8,2 км/сек. Кровля и подошва коры чаще всего отождествляются надежно для различных районов исследований, комплексы внутренней части коры идентифицируются с трудом. Внутри консолидированной коры протяженных и резких в сейсмическом отношении границ практически нет. Скачки скоростей на этих границах лишь изредка достигают 0,3–0,5 км/сек, в большинстве случаев они не более 0,1–0,2 км/сек. То же относится и к верхней части мантии. Значения средних скоростей в консолидированной коре равны 6,3–6,5 км/сек.

При обобщении данных об отраженных волнах в ГСЗ нас интересовали главным образом параметры этих волн, освещающие детали модели строения земной коры. Эти детали могли быть охарактеризованы данными о длительности (ширине) групп, временными промежутками между осями синфазности в группе, интервалами прослеживания отдельных волн и т.д.

Длительность Δt групп волн для большинства районов, естественно, указывается в области их наиболее уверенного прослеживания при расстояниях более 80–100 км, лишь в редких случаях даны значения для области, близкой к пункту взрыва. Данные, приведенные в литературе, свидетельствуют о преобладании значений 1–1,5 сек вблизи источника и уменьшении их до 0,2–0,3 сек при расстояниях 70–100 км. Гистограммы концентрации осей синфазности во времени также характеризуют длительность групп, но такие данные очень мало численны. На гистограммах, построенных (Dohr, 1972) по сейсмограммам МОВ для вертикальных отражений, длительность групп в среднем составляет 1–1,5 сек. Там, где получены невыразительные гистограммы, Δt групп больше (до 2 сек), чем на профилях, где гистограммы имеют четкие экстремумы.

Очень мало сведений имеется о длительности отдельных волновых пакетов и временном интервале между ними. В работе (Чекунов, Пустовалова, 1964) приведены графики распределения количества волн во времени. По этим графикам авторы проводят корреляцию групп отраженных волн вблизи пункта взрыва. Ширина максимумов этих гистограмм в среднем составляет 1 сек, при количестве отражений 4–5 в 1 сек. На временных разрезах ОПТ (Dohr, 1972) граница М представлена чередованием площадок в полосе 1–2 сек с интервалом времени между волнами 0,3–0,4 сек.

Таким образом, по всем данным получается, что ширина группы P_M^M в среднем составляет 1–1,5 сек. При средней скорости в коре $6,4 \text{ км/сек}^{\text{отр}}$ это соответствует зоне перехода мощностью 3–5 км.

Данных об интервалах прослеживания отдельных волн в группах еще меньше, чем о длительности групп, хотя все исследователи отмечают характерную для докритических отражений штриховатость поля. В работе И.П.Косминской (1968) по данным ГСЗ приведены графики распределения интервалов коррелируемости отраженных волн, с учетом длины интервала прострелки, и

хорошо согласующиеся с ними графики протяженности отражающих площадок в разрезе. На основании этих графиков делается вывод, что для поля докритических отраженных волн в основном характерны короткие оси синфазности. При этом длинные оси синфазности в платформенных областях составляют больший процент, чем в складчатых.

Для разведочных работ, использующих более высокие частоты, характерна меньшая протяженность осей синфазности докритических отражений (0,5-1,0 км) и соответственно отражающих площадок на разрезе, чем для работ ГСЗ.

Очевидно, что для объективного определения интервалов прослеживаемости нужно применить в большом объеме сложные интерференционные системы. В противном случае исследование этого важного параметра, определяющего горизонтальные размеры границ, можно будет использовать только для сравнительных оценок.

3. Динамические особенности отраженных волн

К сожалению, надежные данные о динамических параметрах отраженных волн с откалиброванной аппаратурой и контролируруемыми условиями возбуждения имеются только для небольшого числа районов.

Амплитуды отраженных волн. Руководствуясь результатами анализа георетических расчетов (см. гл. II. 1), мы рассматривали следующие параметры интенсивности отраженных волн: характер амплитудного графика волн группы $P_{отр}^M$; отношение амплитуд волн, рефрагированных в фундаменте, и волн группы $P_{отр}^M$ и отношение амплитуд вертикальных отражений от различных границ в коре.

Что касается изменения амплитуд волн $P_{отр}^M$ с расстоянием, то наиболее надежные графики, включающие и малые расстояния, были построены по материалам Свердловского пересечения Урала (Дружинин и др., 1970). Осредняющий график имеет два максимума - у пункта взрыва и в области начальной точки ($R = 100-150$ км), $A_{нт}/A_{мин} = 2$, $A_{нт}/A_0 = 0,8$.

Индивидуальные графики имеют вид осциллирующих кривых с периодом осцилляций в среднем 20 км. Эти данные в совокупности с рядом графиков

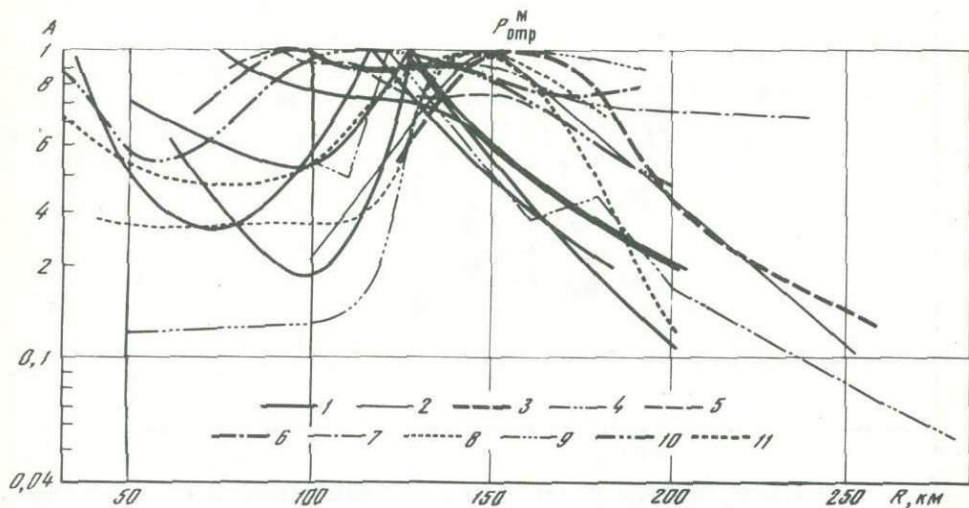


Рис. II. 5. Сводка амплитудных графиков волн, отраженных от границы М

1 - ПР Магадан-Копыма (Давыдова и др., 1962); 2 - Центральная Туркмения (Рябой, 1966); 3 - оз.Верхнее (O'Brien, 1965); 4 - оз. Верхнее (Вергу а.о., 1966); 5 - Донбасс (Павленкова, 1973); 6 - Украинский шит (Павленкова, 1973); 7 - Воронежский шит (Павленкова, 1973); 8 - западная часть Украинского шита (Павленкова, 1973); 9 - ФРГ (Meissner, 1967); 10 - восточная окраина Русской платформы (Дружинин и др., 1970); 11 - Западный Узбекистан (Ярошевская, 1973)

(рис. II, 5) для расстояний 50–250 км позволяют выявить минимум амплитуд глубинных отражений волн группы P^M на расстояниях 50–80 км и два максимума – у пункта взрыва и в области начальной гочки ($R=120-170$ км), $A_{нт}/A_{мин} = 2-5$; на больших расстояниях, от 150 до 250 км, наблюдается довольно редкое затухание амплитуд, приблизительно на порядок. Исключением являются некоторые графики для Украины (Павленкова, 1973).

При выборе типа границ важно сопоставить интенсивность отраженных волн с какой-либо реперной волной. Мы пользовались для этих целей отношением интенсивностей волн групп P^0 и $P^M_{отр}$ (рис. II, 6). На ближайших к пункту взрыва расстояниях (0–20 км) значения отношения следует считать нижним пределом, так как ограниченный динамический диапазон аппаратуры, применение АРУ, группирования и прочее могут исказить большие амплитуды первых вступлений. Совокупность данных для разных районов позволяет провести осреднение, по которому фиксируется резкое изменение отношения в пределах первых

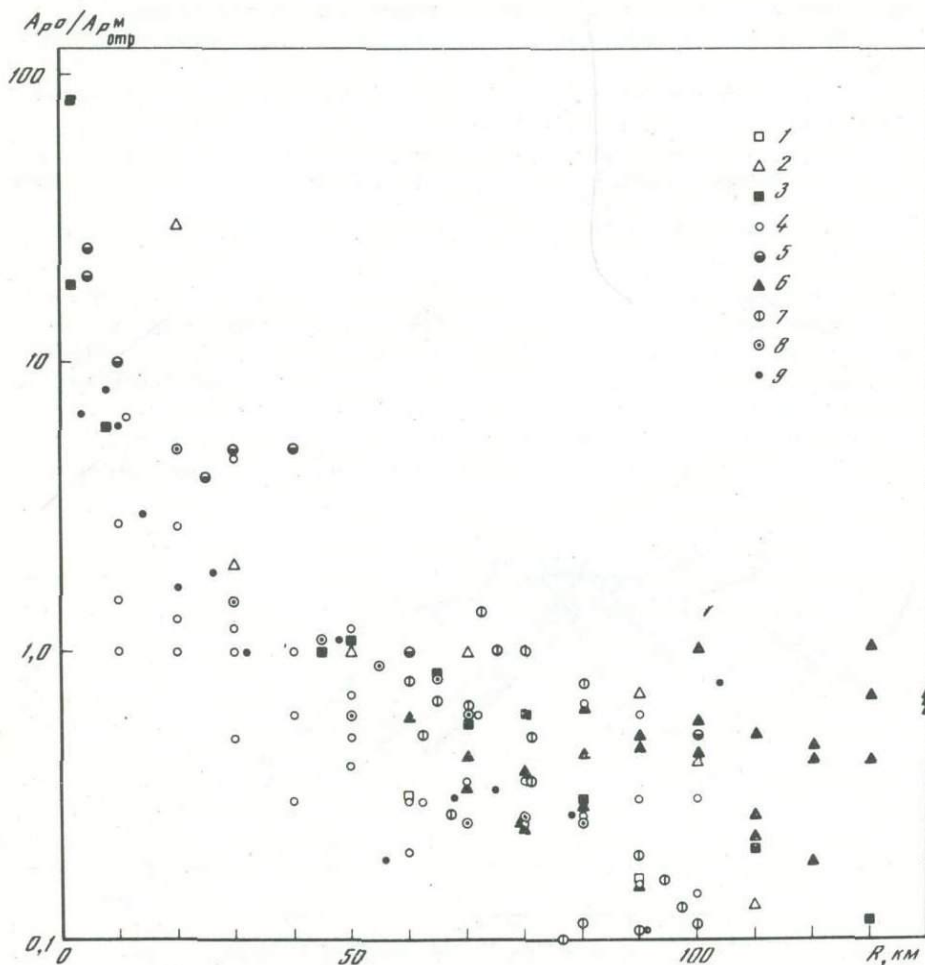


Рис. II.6. Соотношение интенсивностей волны P^0 , рефрагированной в фундаменте, и волны $P^M_{отр}$, отраженной от границы М, в функции расстояния от источника по данным наблюдений в ряде районов

1 – Туркмения (Старобинец, 1972); 2 – плато Колорадо (Велгу а.о., 1966); 3 – ПР Карабекаул–Кайташ (Ярошевская, 1973); 4 – ПР Фараб–Тамдыбулак (Ярошевская, 1973); 5 – Центральный Казахстан (Фурсов и др., 1964); 6 – Украина (Павленкова, 1973); 7 – Приморский край (Киселева, 1972); 8 – Баварский бассейн (Meissner, 1967); 9 – Свердловское пересечение Урала (Дружинин и др., 1970)

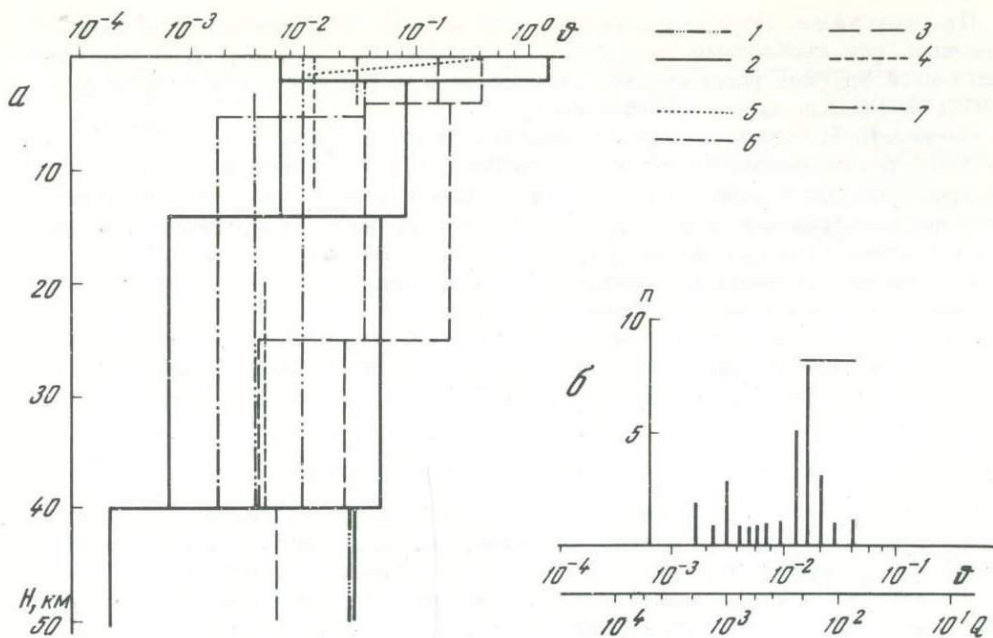


Рис. II. 7. Параметры поглощения в земной коре

a - график изменения декремента с глубиной: 1 - Archanbeau a.o., 1969; 2 - Косминская, 1968; 3 - Вольвовский, 1973; 4 - Халтурин и др., 1962; 5 - Берзон и др., 1962; 6, 7 - Ярошевская, 1973

b - гистограмма распределения средних для коры декремента θ и добротности Q (Берзон и др., 1962; Федотов и др., 1969; Халтурин и др., 1962; Pas-sechnik, 1968; Clowes a.o., 1970; и др.)

20 км, равенство амплитуд на расстояниях 40-60 км и затем слабое уменьшение до 0,1-0,2 при $R = 100$ км.

Основные определения интенсивности были сделаны для группы волн, отраженных от границы M . Однако в большом количестве районов, в основном стабильных геологически, с субгоризонтальной однородной верхней частью без осадков или с малой их мощностью, среди отражений вблизи пункта взрыва доминируют волны, отраженные от границы, расположенной в разрезе выше, чем граница M . Такие волны, назовем их P_2^* , выделены на Канадском и Украинском щитах, в Казахстане, в ФРГ и в ряде районов Средней Азии. Амплитуда вертикальных отражений от M в этих случаях меньше в 2-3 раза. Для большинства других районов вертикальные отражения от промежуточных границ в коре и от границы M имеют примерно равные амплитуды.

Частоты отраженных волн. Всеми исследователями отмечается, что для докритических отражений характерен резонансный спектр, низкочастотные компоненты в нем отсутствуют. Четко видна зависимость преобладающей частоты отраженных волн от методики работ (в основном веса зарядов и аппаратуры). В случаях попутной регистрации глубинных отражений при разведочных работах (заряды 50 кг и меньше) частоты отраженных волн составляют 20-30 гц; при работах же ГСЗ - 12-16 гц. Близкие значения частот волн, зарегистрированных в таких различных тектонических регионах, как Канадский и Украинский щиты, Куринская впадина, Тянь-Шань, свидетельствуют скорее всего, о преобладающем влиянии спектра взрыва, который искажается средой.

С увеличением расстояния частоты отраженных волн постепенно уменьшаются и лишь в области начальной точки (особенно ярко по $P_{отр}^M$) наблюдается резкое понижение частоты, на основании чего предполагается изменение типа волны в этой области (Meissner, 1967; и др.).

Поглощение. Поскольку при расчетах модели мы учитывали влияние поглощения, нам необходимо было иметь представление о порядке этой величины, полученной другими исследователями (Берзон и др., 1962; Халтурин и др., 1962; Archambeau a.o., 1969; и др.).

На рис. II. 7, а приведен график декрементов поглощения в функции глубины $\theta = f(H)$; в эти данные входят как граничные, так и средние значения декрементов. Наиболее обоснованные значения граничных параметров поглощения получены по преломленным волнам для поверхности фундамента и верхней мантии, так как только эти границы достоверно являются преломляющими.

В большинстве работ приводятся средние значения параметров поглощения для коры. Поэтому наряду со сводкой построена также гистограмма распределения среднего декремента поглощения для коры (рис. II. 7, б), из которой ясно, что дисперсия значений достигает почти порядка, однако имеется явный максимум для величины декремента $\theta = 1,5 \times 10^{-2}$ или добротности $Q = 200$.

4. Представление о модели низов коры и глубинных границах

Первоначальное представление о субгоризонтальной голстослоистой модели земной коры сложилось по данным преломленных волн. Вовлечение более широкого класса волн в интерпретацию, развитие методики расчета динамики волн и выявление для разных моделей доминирующей роли за критических отраженных волн привело к изменению трактовки наблюдаемого волнового поля и расширению круга параметров, учитываемых при построении скоростной модели среды, что, естественно, усложнило модель.

Современное представление о том, что нижняя часть коры является переходной зоной, а верхняя мантия – градиентной средой, основано на анализе характера изменения кажущихся скоростей за критических отражений, отношения амплитуд отраженных и преломленных волн, непараллельности географов преломленных волн от границы М. При этом в моделях (Meissner, 1967; Giese, и др., 1968; и др.) градиент скорости в нижней части коры изменяется таким образом, что рефрагированные волны, наблюдаемые на больших расстояниях (200–300 км), проникают на меньшие глубины и имеют скорости распространения 6,5–6,7 км/сек. При интерпретации эти волны могут быть приняты за $P_{отр}^M$.

Но такие модели не объясняют 1) больших амплитуд вертикальных отражений по отношению к за критическим отражениям и 2) наличия резкого среза со стороны низких частот в спектрах отраженных волн. Эти противоречия снимаются введением в переходную зону тонкой слоистости с инверсией скоростей.

В табл. II. 2 собраны современные данные (в хронологическом порядке) о вариантах моделей для границы М.

Таким образом, большинство из предлагаемых моделей для глубинных сейсмических отражающих границ представляют собой переходные зоны, либо градиентные, либо в виде регулярных слоистых пачек общей мощностью около 1 км. Пачки состоят из отдельных высоко- и низкоскоростных тонких пропластков толщиной 0,1–0,15 км, т.е. намного меньших, чем длина волны.

Таблица II.2

Модели предполагаемой структуры границы М

| Район | Диагностические признаки | Модель среды и ее параметры | Источник |
|--------------------------------------|---|---|----------------|
| Бухара, Баварский молассовый бассейн | Малые значения отношения интенсивностей групп волн $P_{отр}^M / P_{пр}^M$ | Переходная зона со сложным градиентом (скорость в ней изменяется от 6 до 9 км/сек). Толщина зоны 6–8 км с отдельными слоями толщиной 0,08–0,15 км | Meissner, 1967 |
| | Резкое увеличение периода волны $P_{отр}^M$ в области начальной точки | | |
| | Малые значения V^* для за критических волн группы $P_{отр}^M$ | | |

Таблица II.2 (окончание)

| Район | Диагностические признаки | Модель среды и ее параметры | Источник |
|-------------------------------------|---|---|---|
| ФРГ | Групповой характер отражений | Переходная зона мощностью 1,5-4,0 км | Dohr, Fuchs, 1967 |
| Канадский щит | Резонансный спектр и его ширина для волн группы $P^M_{отр}$ | Переходная зона с границами первого порядка мощностью менее 0,5 км | Clowes a.o., 1968 |
| ФРГ | Большие значения амплитуд вертикальных отражений Резонансный характер спектра волн $P^M_{отр}$ Групповой характер отражений Ограниченный интервал корреляции отражений | Тонкослоистая пачка мощностью до 1 км с отдельными пропластками толщиной 0,12 - 0,14 км | Fuchs, 1969 |
| Восточная окраина Русской платформы | Резонансный характер спектра волн $P^M_{отр}$ Амплитуда вертикальных отражений больше амплитуд отражений в области начальной точки $A_0 > A_{нт}$ | Тонкослоистая пачка с отдельными пропластками толщиной 0,16 км | Дружинин и др., 1970 |
| Канадский щит | Спектры мощности глубинных отражений значительно больше спектра мощности отражений в верхах коры в полосе частот $\Delta f = 5-25$ гц Резкое затухание волн группы $P^M_{отр}$ на больших расстояниях Реверберационный характер волн группы $P^M_{отр}$ Большие амплитуды волн группы $P^M_{пр}$ | Тонкослоистая пачка мощностью до 1 км с отдельными пропластками толщиной 0,15 км Градиентная зона в низах коры на глубинах от 25-30 до 40 км, в которой скорость изменяется от 7 до 8 км/сек | Clowes a.o., 1970 Berry, Fuchs, 1973 |
| Западный Узбекистан | Резонансный спектр отражений группы P^*_2 Для волн группы P^*_2 $A_0 > A_{нт}$ | Граница d^*_2 в виде пачки мощностью до 1 км с отдельными слоями в 0,12-0,14 км | Давыдова и др., 1972 |
| Западно-Туркменская депрессия | Резонансный характер спектра волн $P^M_{отр}$ | Пачка тонких слоев ($\Delta h = 0,06-0,1$ км) общей мощностью 1-2 км | Вожжова и др., 1971 |
| Казахстан | Ограниченная область прослеживания волн $P^M_{отр}$ Увеличенная длительность отраженных волн | Переходный слой мощностью 1 км | Берзон и др., 1971 |
| Баварский молассовый бассейн | Групповой характер годографов закритических отражений Малые значения V^* закритических волн группы $P^M_{отр}$ Малые значения отношения интенсивностей волн группы $P^M_{отр} / P^M_{пр}$ | Переходная зона с инверсионными слоями мощностью от 1-2 до 5 км | Giese, 1972 |

Приведенный краткий обзор дает основание сделать следующие выводы о методе отраженных волн в ГСЗ.

1. Большинство работ ГСЗ выполнено с использованием разнообразной методики (частотный диапазон, области регистрации и т.д.). Этим часто могут быть обусловлены свойства поля докритических отражений, поэтому обобщение по параметрам отраженных волн необходимо делать лишь по однотипным материалам. Специальных исследований по регистрации докритических отражений все еще проведено мало и с недостаточно эффективной методикой, в первую очередь в смысле борьбы с помехами.

2. В преобладающем большинстве районов наиболее надежно выделяются докритические отраженные волны от границы Мохоровичича. Наряду с этим в ряде платформенных площадей среди вертикальных отражений доминируют волны, отраженные от кровли слоя над границей М. Таким образом, региональные вариации параметров волн группы $P_{отр}^M$ свидетельствуют о различии в характере этой границы.

3. Группа волн $P_{отр}^M$ имеет следующие характеристики: преобладающая ширина группы вблизи источника составляет 1–1,5 сек; у большинства амплитудных графиков для волн группы фиксируется два максимума, вблизи источника и в области начальной точки, и минимум между ними; преобладающие частоты волн в основном определяются величиной заряда и свойствами регистрирующей аппаратуры.

4. Большинство предлагаемых в литературе уточненных моделей для нижней части коры выбраны на основе двух главных особенностей волн группы $P_{отр}^M$: а) значений кажущихся скоростей и амплитуд в закритической области, которые можно объяснить переходной градиентной зоной или однородной инверсионной слоистостью и б) резонансного характера спектров докритических отражений, замеренных пока еще в небольшом числе наблюдаемых точек, и относительно большой амплитуды вертикальных отражений. Эти свойства объясняются гонкостойкой структурой границы М.

Таким образом, каждая из моделей основана не на всех особенностях полей в докритической и закритической областях, а лишь на какой-то части информации об отраженных и преломленных волнах.

Поэтому при анализе полей отраженных волн, наблюдаемых в Узбекистане, и выборе на их основе модели среды мы пытались выделить и исследовать те их особенности, которые дают возможность рассматривать не только докритическую и закритическую области, но и взаимоотношения доминирующих отражений со всеми регулярными волнами в первых и последующих сгущениях.

Глава II.3

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБИННЫХ ОТРАЖЕНИЙ В ЗАПАДНОМ УЗБЕКИСТАНЕ

В главе представлен анализ экспериментальных данных, по которым делался выбор скоростной модели коры. Наблюдения проводились в пределах участков профилей ГСЗ Фараб – Тамдыбулак и Карабекаул–Кайташ на интервале расстояний от 0 до 100–120 км. Эти профили уже ранее были пройдены с обычной методикой ГСЗ – ПР Карабекаул – Кайташ в 1959 г., ПР Фараб – Тамдыбулак в 1964 г. Задачей наших работ была регистрация в основном докритических отражений.

1. Район и методика экспериментов

Геологическое строение района. Профили ГСЗ расположены в Западном Узбекистане, в пределах юго-восточного склона эпигерцинской Каракумской платформы (Туранской плиты) (Дикенштейн, 1958; Таль-Вирский, 1964). Они пересекают две тектонические зоны, разделенные флексуно-раз-

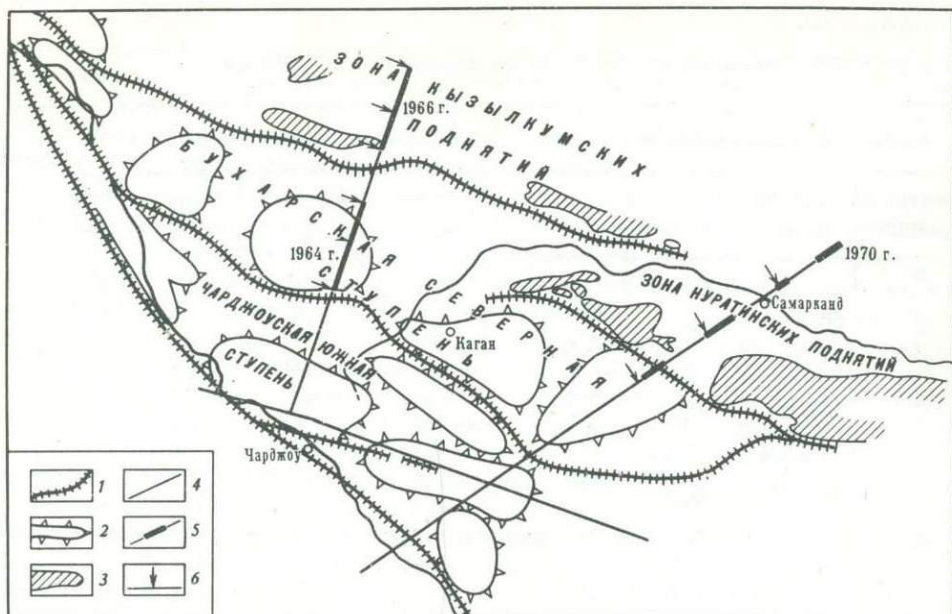


Рис. II. 8. Тектоническая схема района работ с профилями наблюдений

1 - флексурно-разрывные зоны; 2 - границы антиклинальных зон; 3 - выступы палеозойского фундамента; 4 - профили ГСЗ в районе работ; 5 - участки работ ГСЗ МОВ; 6 - пункты взрыва ГСЗ МОВ

рывными поясами, - зону Бухарской тектонической ступени, которая является северным склоном Амударьинской впадины, и зону Центрально-Кызылкумских и на небольшом участке Нурагинских палеозойских поднятий западной части Тянь-Шаня (рис. II. 8).

В геологическом строении верхней части коры участвуют два структурных этажа: палеозойский складчатый фундамент и мезозойский осадочный чехол.

В пределах Бухарской ступени палеозойский фундамент залегает на глубине 1-2 км и характеризуется сложным строением. Его погребенные структуры со средней амплитудой 0,1-0,2 км являются фрагментами различных по величине и виду герцинских структур, которые в альпийскую фазу складчатости подвергались в основном блоковым дислокациям. Тектоническое строение мезозойского покрова свидетельствует о его унаследованности от основных структурных единиц, сформировавшихся в герцинский этап тектогенеза.

Поверхность фундамента представлена гранитоидами и осадочно-вулканическими комплексами каменноугольного возраста. Чехол сложен сравнительно выдержанными по мощности, литологии и физическим свойствам юрскими, меловыми и кайнозойскими отложениями, представленными аргиллитами, алевролитами, глинами и песчаниками с прослоями известняков и мергелей.

Вторая тектоническая зона - зона поднятий состоит из системы возвышенностей, сложенных обнаженными палеозойскими породами; амплитуда поднятий 0,4-1 км. Разделяющие их прогибы имеют изометрическую угловатую форму и заполнены мезозойскими, палеогеновыми и неогеновыми отложениями (глины, пески, алевролиты, известняки). Формирование фундамента и наблюдаемых в нем складчатых структур произошло в период герцинского орогенеза, впоследствии они были осложнены подвижками альпийского времени. Альпийская орогения выразилась в усложнении структур палеозоя, пологом смятии отложений мела и палеогена, обновлении герцинских разломов; в это же время сформировались геоморфологические особенности региона.

Строение осадочной толщи и поверхности фундамента детально исследовано по данным каротажа и сейсморазведочных работ. В осадочной толще, в зависимости от ее мощности, наблюдается от 2-3 до 6-7 преломляющих и отражающих

Таблица II.3

Скоростное строение земной коры на профилях наблюдений

| Профиль Фараб-Тамдыбулак | | | | Профиль Карабекаул-Кайташ | | | |
|--------------------------|---------------|--------------------|--------------------|---------------------------|---------------|--------------------|--------------------|
| Индекс границы | Глубина Н, км | $V_{эф.}$, км/сек | $V_{пл.}$, км/сек | Индекс границы | Глубина Н, км | $V_{эф.}$, км/сек | $V_{пл.}$, км/сек |
| d_0^0 | 0-1,5 | - | | Pz | 4 | - | |
| d_1^0 | | | 5,7 | | | | 6,1 |
| d_2^0 | 10-20 | - | 6,5 | d^0 | 11 | - | |
| d_3^0 | 18-28 | - | 6,9 | d_1^* | 19 | - | 6,4 |
| d_1^* | 25-32 | 6,2 | 7,1 | d_2^* | 28 | - | 6,6 |
| d_2^* | 32-38 | 6,3 | 7,2 | M | 43 | 6,15 | 6,8 |
| M | 40-45 | 6,5 | | | | | |

ших границ со скоростями от 1,6-2,2 до 3,4-3,8 км/сек. Вдоль поверхности фундамента граничная скорость составляет 5,7-5,9 км/сек; средняя скорость в осадках изменяется с увеличением глубины от 1,7 до 2,7 км/сек.

Строение земной коры изучено по данным ГСЗ (Вольвовский, 1963; Рябой, 1975). При этих исследованиях в земной коре было выделено 5-6 границ, из них наиболее подробно изучены поверхность фундамента и граница M . Средняя мощность коры составляет 38-44 км; под зоной поднятий наблюдается прогибание границы M на 3-4 км за счет увеличения мощности нижней части коры. Скоростные колонки для обоих профилей приведены в табл. II. 3.

В пределах обоих профилей глубинные докритические отраженные волны были выделены и на малых расстояниях от пункта взрыва.

Аппаратура и методика исследований. Наблюдения ГСЗ проводились станцией промежуточной магнитной записи "Зонд". Это 48-канальная станция с частотной модуляцией (Фурсов, 1971), полоса пропускания ее от 3 до 35 гц, динамический диапазон 45 дб. Станция перезаписи снабжена стандартными усилителями СС-30/60 КМПВ, смесителем и установкой комбинированного группирования. Для контроля за условиями возбуждения использовалась частотно-избирательная сейсмическая станция ЧИСС, которая обычно располагалась в центре профиля и регистрировала колебания из всех пунктов взрыва.

Станция "Зонд" вела наблюдения с сейсмоприемниками СН-3, станция ЧИСС - с сейсмографами ВЭГИК.

При работе применялось непрерывное и кусочно-непрерывное профилирование из трех пунктов взрыва при расстояниях между ними 40-60 км.

Для взрывов использовались группы скважин как для усиления эффекта направленности, так и для повышения мощности взрывов. При регистрации вблизи источника заряды составили 30-100 кг, на удалении 100-120 км - 800-2000 кг. В каждую скважину глубиной 25-35 м помещалось не более 100-150 кг.

Регистрация на профиле производилась малой группой сейсмографов (5СП на базе 100 м), которая не искажала волны с кажущимися скоростями V^* более 6,0 км/сек. Необходимая ширина и кругизна характеристики направленности осуществлялись уже при перезаписи с помощью лабораторной установки комбинированного группирования. При перезаписи наблюдений вблизи пункта взрыва обычно применялось лабораторное смешивание по три или пять каналов, что соответствовало базе группы 300-500 м и количеству приемников $n = 15-25$ при прямоугольном законе распределения чувствительностей.

2. Общая структура волнового поля

В методике ГСЗ принято расчленять волновое поле на следующие основные комплексы: осадочный, коровый и мантийный. Каждый комплекс включает в себя ряд групп волн. Под группой имеется в виду совокупность осей синфазности с близкими значениями кажущихся скоростей, времен прихода, интенсивности и частот (признаки расположены в порядке значимости).

Основная сложность расшифровки волнового поля обусловлена тем, что области прослеживания волн разных групп и даже комплексов перекрываются, т.е. волны регистрируются в условиях интерференции. Разделение волнового поля на группы начинают там, где они уверенно определяются, обычно это области начальных точек; затем группы прослеживают на большие и меньшие расстояния. Такое разделение в большой мере субъективно, но близкие значения параметров групп (их длительность и абсолютные времена прихода), полученные различными интерпретаторами для одних и тех же наблюдаемых полей, свидетельствуют о достаточной устойчивости используемых критериев.

Как и в большинстве районов, на исследуемых профилях вблизи пункта взрыва на фоне интенсивных низкоскоростных помех наблюдается штриховое поле отраженных волн, большое количество отдельных довольно коротких осей синфазности. Несмотря на кажущуюся беспорядочность, эти штрихи объединяются в определенные временные полосы-группы, которые подтверждаются в общей системе наблюдений.

Для повышения надежности выделения групп были опробованы различные способы анализа поля: по огибающим амплитуд $A(t)$, по кривым изменения кажущихся $V^* = f(t)$ и эффективных $V_{эф} = f(t)$ скоростей со временем в пределах различных интервалов времен и расстояний и т.д.; но в ряде случаев выделение групп было неоднозначным. В связи с этим мы пытались применить иные способы выделения групп. Один из них описан в работе (Liebscher, 1964).

Группы волн выделялись по принципу повышенной концентрации осей синфазности в данном интервале времен. Этот способ оказался удачным для разведочных работ МОВ, так как там можно было суммировать большое количество сейсмограмм с практически вертикальными осями синфазности.

В ГСЗ обычно применяется небольшое, недостаточное для статистики число пунктов взрыва. Поэтому способ Либшера был несколько изменен: строились в пределах отдельных расстановок гистограммы количества осей синфазности в определенных временных интервалах Δt и по ним составлялись гистограммы не только в функции времени t , но и расстояния R . Такой анализ показал, что в зоне Бухарской ступени гистограммы значительно лучше коррелируются, чем в зоне Кызылкумских поднятий. При изменении временного интервала Δt было получено, что в зоне ступени как вариант с $\Delta t = 0,5$ сек, так и вариант с $\Delta t = 1$ сек имеют близкую картину - коррелируется концентрация осей синфазности шириной около 2 сек на временах прослеживания группы P_5^* . В зоне же поднятий при $\Delta t = 0,5$ сек получены сильно осциллирующие (с периодом менее 1 сек) гистограммы с короткими в 5-10 км интервалами корреляции, при $\Delta t = 1$ сек эти осцилляции сглаживаются и корреляция широких в 3-5 маловыразительных максимумов становится неуверенной. Это свидетельствует о существовании в зоне ступени устойчивых концентраций осей, а в зоне поднятий - непроявленных локальных концентраций отдельных отражений на фоне относительно однородного поля.

Для того чтобы подчеркнуть наиболее надежные участки записи, каждой из осей приписывали определенный вес в соответствии с ее длительностью. Осреднение проводилось с перекрытием полей как по времени, так и по расстоянию. Графики в этом случае лучше коррелируются, следовательно, и группы выделяются более надежно.

В районе исследований анализом кинематических и динамических параметров волн из всей совокупности зарегистрированных регулярных колебаний были выделены следующие группы продольных волн: осадочные волны $P_{ос}^0$; коровые преломленные волны P_1^0, P_2^0, P_3^0 , распространяющиеся в фундаменте;

отраженные волны P_1^* , P_2^* , $P_{отр}^M$ от границ в коре и от границы M (рис. II, 9, см. вкладку). Выпелены также группы поперечных волн, аналоги продольных; наиболее четкие из них — группы преломленных в фундаменте волн S_2^0 и группы отраженных волн S_2^* и $S_{отр}^M$.

Волны группы P_1^0 на всех отрабатанных расстояниях прослежены в первых вступлениях и являются слаборефрагированными волнами в фундаменте. Группы P_2^0 и P_3^0 имеют характеристики, близкие к P_1^0 , особенно на больших расстояниях ($R > 60$ км), где начинают проследиваться как преломленные, связанные с границами в толще фундамента; на меньших расстояниях волны этих групп, очевидно, являются отраженными (их скорость увеличивается с приближением к источнику).

Волны групп P_1^* , P_2^* , $P_{отр}^M$ прослежены лишь в качестве отраженных. Вблизи пункта взрыва они чаще всего не имеют каких-либо особенностей и практически не различаются между собой. Поле отраженных волн вблизи пункта взрыва кусочно-однородное (рис. II, 10, см. вкладку), оно состоит из множества разрозненных коротких осей синфазности практически одинаковой амплитуды и частоты, с большими значениями кажущейся скорости. Скорости растут с увеличением времени, причем чаще всего непрерывно.

Пути отраженных волн обычно не имеют резкого переднего фронта, а форма записи их изменчива. Поэтому обычно применяемые в ГСЗ критерии разделения волн на группы, разработанные в основном для удаленных от источника участков профиля, в данной области не могут дать уверенных результатов. Кинематика этих осей соответствует отраженным волнам, т.е. кажущаяся скорость V^* плавно убывает с расстоянием, годографы в целом имеют гиперболическую форму; амплитуды волн в общем возрастают в области критического угла.

Поперечные волны имеют более низкочастотные колебания, их времена прихода и скорости примерно в 1,6–1,7 раза отличаются от параметров соответствующих продольных волн.

До удалений 40 км самыми интенсивными среди анализируемых групп являются волны группы P_1^0 , далее амплитуды всех колебаний выравниваются, и лишь при расстояниях 80–90 км заметно преобладают колебания в последующей части записи, соответствующие глубинным отражениям. При расстояниях менее 10 км отдельные волны на записи различаются по амплитудам в 150–200 раз, например, волны группы P_1^0 и близкие к ним по величине волны-помехи в 100–200 раз интенсивнее глубинных отражений; на больших расстояниях разница в амплитудах волн уже не превышает 10 раз.

Частоты волн разных групп различаются не очень сильно; на большей части профиля группа P_1^0 имеет наиболее низкочастотный состав и лишь при расстояниях более 100 км наблюдается резкое понижение частоты колебаний в группе $P_{отр}^M$.

Временные области регистрации отраженных волн и волн-помех существенно перекрываются до расстояний 40–60 км. При $R < 3-5$ км отношение амплитуд помех и отражений составляет 50–100 раз и уменьшается до 1 при $R = 30-40$ км. Частоты полезных волн и волн-помех перекрываются в области 8–12 гц.

Основные помехи для глубинных отражений волны различного типа, распространяющиеся в осадках, также кратные, поперечные и обменные рефрагированные в фундаменте волны (рис. II, 11, см. вкладку). Наиболее интенсивные и низкочастотные из них — поверхностные волны, но из-за малой скорости они "заслоняют" глубинные отражения только на малом интервале расстояний. Применение смесителя и группирования приемников для борьбы с помехами оказалось эффективным при расстояниях 10–50 км. При $R < 10$ км они были неэффективны из-за очень больших амплитуд помех, а при $R > 50$ км — из-за малых различий в кажущихся скоростях.

С расстояний 70–90 км волновое поле меняет свой характер и четко делится на волновые пакеты — группы волн. Таким образом, несмотря на посту-

лирующуюся теорией (см. гл. II. 1) характерность и диагностичность докритических отражений, наблюдаемое волновое поле именно в области прикритических расстояний показывает (рис. II, 12, а, б, см. вкладку) наибольшее разнообразие в поведении групп волн (форма записи, амплитуды, частоты).

Для каждой из тектонических зон характерны свои особенности структуры волнового поля.

В пределах Бухарской ступени (см. рис. II, 11; 12, б) наблюдается регулярное поле с широким дугом интенсивных осадочных волн, широкой группой P_1^0 , которая не позволяет надежно проследивать волны группы P_2^0 и P_3^0 . Группы отраженных волн компактные, на всех расстояниях среди них доминирует группа P_2^* , а среди поперечных волн — ее аналог S_2^* . На временах прослеживания волн $P_{отр}^M$ выделяются отдельные невыразительные оси синфазности с интенсивностью, меньшей в 2–3 раза, чем волн P_2^* .

В зоне Кызылкумских поднятий (см. рис. II, 9; 10; 12, а) для всего волнового поля характерна неравномерность изменения интенсивности и малая протяженность, прерывистость осей синфазности всех глубинных волн, особенно докритических отражений. В связи с этим разделение волн на группы проводится менее уверенно, чем в зоне ступени. Дуг волн-помех и волн группы P_1^0 уже, чем в зоне ступени, а группы докритических отражений шире.

Около источника интенсивность глубинных отражений близка, с расстояний 70–80 км начинают доминировать волны группы $P_{отр}^M$, а среди поперечных волн — ее аналог $S_{отр}^M$.

При анализе сложных полей отраженных волн обращали внимание на их отличие от нормального поля с закономерным, в основном монотонным изменением параметров, имеющем место при субгоризонтальной расслоенности коры. К аномалиям такого нормального поля относились области прерывистых осей, дифрагированных волн и резкого изменения интенсивности в области разломов или зон поглощения.

В дальнейшем изложении мы будем использовать основные параметры волн, которые определены для нормального поля, аппроксимирующего наблюдаемое. Недостаточная детальность систем наблюдений не дает возможности во многих случаях разделить влияние поверхностных и глубинных нарушений, установить их протяженность по вертикали, между тем как влияние этих неоднородностей, несомненно, велико. Все наблюдения были приведены к некоторому условному уровню в консолидированной коре, расположенному обычно близко к поверхности фундамента.

Перейдем теперь к более детальному обсуждению параметров основных групп волн. При анализе поля отраженных волн мы стремились, по возможности, избежать описательного подхода и дать хотя бы приблизительные, но количественные оценки основным его характеристикам, для того чтобы выработать подход к методике параметризации или табулирования экспериментальных данных ГСЗ, которые подавались бы статистической обработке.

3. Группа волн P_1^0

Естественно, что правильная трактовка природы глубинных волн невозможна без учета влияния верхней части консолидированной коры, т.е. поверхности фундамента. Поэтому мы уделили этой границе особое внимание. При анализе годографов и амплитудных кривых мы выделяли устойчивые параметры группы, определяющие основной закон изменения скорости с глубиной, и параметры, свидетельствующие о неоднородности среды на разных ее участках.

Группа P_1^0 следует в первых вступлениях почти от пункта взрыва до максимально обработанных расстояний 120 км. Кажущиеся скорости волн на фоне значительного разброса значений увеличиваются от 5,5–5,8 до 6,0–6,2 км/сек. Обычно выделяется не одна волна, а группа волн с близкими характеристиками. Интервал, занимаемый группой, и ее структура коррелируются со строением

приповерхностной части разреза. При наличии осадочного покрова ширина группы увеличивается иногда до 3 сек, выделяются кратные отраженно-преломленные волны, разность прихода между ними пропорциональна времени над пунктом взрыва (см. рис. II. 17). На участках без осадков длительность группы меньше - 0,2-1,0 сек (см. рис. II. 15). В этом случае кратные преломленные волны вблизи пункта взрыва образуют характерный для градиентной среды расходящийся веер.

Анализ качественных особенностей записей показывает, что смены первых волн неустойчивы и не повторяются на определенных удалениях от источника. Вдоль профилей выделен ряд нарушенных участков, проявившихся в волновом поле усложнением формы записи, резким изменением интенсивности волн, наличием дифрагированных волн. Обычно они приурочены к определенным участкам профиля, что подтверждается анализом встречных и нагоняющих систем годографов и амплитудных кривых, т.е. обусловлены локальными особенностями верхней части фундамента. Наиболее явно этот тип аномалий заметен при наблюдении на расстояниях более 20-30 км. В пределах Бухарской ступени области устойчивой формы записи имеют протяженность 15-20 км, в пределах зоны поднятий - всего 2-3 км, редко до 5 км.

Годографы первых волн группы P_1^0 различных пунктов взрыва, приведенные к горизонтальному уровню, в пределах Бухарской ступени имеют разброс $\pm 0,05$ сек; в пределах зоны Кызылкумских поднятий разброс составляет $\pm 0,1$ сек, а на расстояниях 50-90 км - 0,2-0,25 сек, что, вероятнее всего, обязано влиянию более глубоких неоднородностей в толще фундамента. В пределах первых 30 км наблюдается хорошее совпадение исправленных годографов для обеих зон. Графики непараллельности нагоняющих годографов свидетельствуют о нелинейном законе изменения скорости с глубиной и большим влиянии внутренних неоднородностей среды.

Амплитудные графики первых волн группы P_1^0 , полученные из разных пунктов взрыва, для обеих тектонических зон близки по форме и абсолютному уровню. На фоне постепенного загухания амплитуд выделяется ряд экстремумов различной величины со средним периодом около 20 км. Большинство из них, судя по встречным и нагоняющим системам, соответствует определенным участкам и, вероятнее всего, связано с особенностями рельефа и блоковой структурой фундамента. На расстояниях 15-25 км от источника почти по всем графикам фиксируется экстремум и наблюдается довольно резкое изменение наклона кривых. Эти особенности отражают вертикальную неоднородность среды на небольшой глубине, возможно границу зоны выветривания.

Уровень преобладающих частот первых волн группы зависит от толщины осадочного покрова. В целом частоты уменьшаются с расстоянием, наиболее резко в пределах первых 30 км. В зоне Бухарской ступени частоты изменяются от 14 гц вблизи пункта взрыва до 8 гц на расстояниях 100-120 км. В зоне поднятий частоты уменьшаются соответственно от 20 до 9 гц.

Таким образом, по детерминированным характеристикам волн группы P_1^0 и их аномалиям отмечается нелинейное, особенно резкое в верхней части разреза, повышение скорости с глубиной с локальными неоднородностями по вертикали и горизонтали.

4. Группы глубинных отраженных волн, их кинематические характеристики

При анализе глубинных отраженных волн исследовались параметры, освещающие главным образом вертикальную скоростную структуру среды, основное внимание уделялось волнам группы $P_M^{\text{отр}}$

Времена прихода, скорости отраженных волн. Времена прихода t выделенных групп волн (от уровенной поверхности) в пределах обеих зон показаны в табл. II. 4.

Разница во временах прихода говорит о небольшом различии в глубинной структуре этих зон - в зоне поднятий все границы расположены несколько глубже.

Таблица II. 4

Времена прихода основных групп волн на профиле Фараб-Гамдыбулак

| Расстояние от источника, км | Зона ступени | | Зона поднятий | | |
|-----------------------------|--------------|-----------|---------------|-----------|-----------|
| | P_1^* | P_2^* | P_1^* | P_2^* | P^M отр |
| 20 | 8,6 | 10,6-10,7 | 9,0-9,5 | 11,0-11,5 | 13,4-13,5 |
| 40 | 10,3-10,5 | 12,0-12,2 | 10,8-11,0 | 12,5-12,8 | 13,8-14,0 |
| 60 | 12,5-12,6 | 13,8-14,0 | 12,8-13,2 | 14,5-14,7 | 15,8-16,0 |
| 80 | 15,0-15,1 | 16,3-16,4 | 15,4-15,5 | 16,8-17,0 | 17,7-17,9 |
| 100 | 18,1 | 19,4 | 18,5-18,7 | 19,6-19,7 | 20,2-20,5 |

Кажущиеся скорости V^* отраженных волн, как видно на годографах, увеличиваются со временем при фиксированных расстояниях. Однако вблизи источника заметного увеличения V^* на границах групп не наблюдается, оно нивелируется разбросом значений внутри самой группы. Например, на расстоянии 10 км волна с вертикальным временем $t_0 = 11$ сек имеет кажущуюся скорость $V^* = 42$ км/сек, для нее приращение времени годографа на базе 2 км равно 0,05 сек, а для волны с $t_0 = 13$ сек кажущаяся скорость - 53 км/сек и приращение - 0,04 сек. Ясно, что такое различие в приращении времен невозможно уловить при точности построения фазовых годографов не более 0,01 сек и при наличии множества флуктуаций времен прихода для каждой из отдельных осей. Разница в V^* становится ощутимой только при расстояниях более 60-70 км, где оси синфазности более протяженные.

Большой интерес представляет анализ величины V^* на концах годографов отраженных волн, так как в принципе эти значения должны асимптотически приближаться к скорости волн в слое, который расположен над границей и имеет наибольшую скорость. Так как волны P_1^* и P_2^* на больших удалениях (150-200 км) наблюдаются в зоне интерференции с доминирующей волной P^M , то для них V^* не исследовались. Определения по фазовым годографам и по групповому годографу дали хорошую сходимость. Графики дают плавное уменьшение скорости от 8,0 км/сек при $R = 100$ км через 7,1-7,3 км/сек при $R = 150$ км и 6,2-6,7 км/сек при $R = 200$ км до 6,4 км/сек при $R = 250$ км; т.е. скорости на асимптоте довольно низкие и, как мы увидим далее, не соответствуют пластовым скоростям над границей М.

Эффективные средние скорости определялись по палетке георегистических годографов Ю.В. Ризниченко, способом А.В. Егоркина (1966) и подбором по значениям кажущихся скоростей во взаимных точках. Пластовые скорости определились по значениям эффективных скоростей и способом А.В. Егоркина. Для обоих участков данные о скоростях приведены в табл. II. 5.

Для обеих зон получены близкие величины скоростей, а их различия находятся в пределах точности определения. Значения пластовых скоростей менее уверенные, чем значения эффективных. Из таблицы следует, что скоростные контрасты для основных слоев земной коры составляют: на границе d_2^* - 0,93; на границе М - 0,91.

По графикам $V(H)$ для верхней части коры, рассчитанным по способу О.К. Кондрагьева (1963), сделаны оценки градиента скорости при аппроксимации их линейным законом. Для интервала глубин 0-5 км они составляют $\Delta V/\Delta H = 0,27$ сек⁻¹ и величина β (при $V_0 = 5,8$ км/сек) равна 0,047; для глубин 5-14 км эти величины соответственно равны 0,09 сек⁻¹ и 0,015-0,016.

Длительность групп волн. Для представления о толщине основных слоев земной коры имело смысл сопоставить длительность групп волн на различных участках исследований. Для отраженных волн, особенно за областью минимума,

Таблица II, 5

Эффективные и пластовые скорости для профиля Фараб-Тамдыбулак

| Индекс границы в коре | $V_{эф}$ км/сек \pm $\pm 0,1$ км/сек | | $V_{пл}$ км/сек $\pm 0,15$ км/сек | | | |
|-----------------------------|---|-----------------------|-----------------------------------|-----|---------------|-----|
| | зона ступени | зона под- нятий | зона ступени | | зона поднятий | |
| | | | 1 | 2 | 1 | 2 |
| d_1^* | 6,1 | 6,1 | 6,6 | 6,7 | 6,8 | 6,7 |
| d_2^* | 6,2-6,3 | 6,3 | 7,2 - 7,3 | - | 7,3 - 7,4 | 7,1 |
| M | - | 6,4 | | | | |

Примечание: 1 - по способу А.В.Егоркина; 2 - по $V_{эф}$.

трудно бывает выделить задний фронт группы, длительность ее обычно ограничена передним фронтом следующей группы, вследствие чего приводимые нами оценки являются приближенными. Судя по величине максимумов на графиках концентраций осей синфазности, средняя длительность групп составляет 1,5-2,5 сек.

На рис. II, 13 приведена сводка длительностей основных групп отраженных волн для района исследований, полученных в результате расчленения поля различными способами. Чем ближе к пункту взрыва, тем больше разброс значений, тем, следовательно, неоднозначней оконтуривание группы. Длительности групп P_1^* $P_{отр}^M$ у пункта взрыва близки и составляют 1,6-2,2 сек, уменьшаясь до 1,2-1,4 сек при расстояниях $R = 60$ км. На больших удалениях длительность группы: P_1^* уменьшается и при $R = 120$ км она равна 0,7-0,8 сек. Для волн $P_{отр}^M$ при большем удалении от источника длительность либо остается постоянной, либо несколько увеличивается до 1,0-1,5 сек. Такое расширение группы возможно объясняется присоединением к группе различного рода кратных и обменных волн. Группа P_2^* занимает меньший временной интервал, чем $P_{отр}^M$, для района Бухарской ступени этот интервал на 0,2-0,3 сек меньше, чем для зоны поднятий.

Предполагая, что ширина группы определяется мощностью соответствующего ей пласта, были рассчитаны теоретические величины временного интервала Δt между отраженными волнами от границ пласта в функции расстояния от источника. Мощности пластов определялись по длительности групп вблизи источника, учитывалась глубина верхней границы пласта и средняя скорость для нее. Теоретические графики удовлетворительно осреднили экспериментальные точки, что мы считали одним из критериев правильности объединения волн в группы.

Анализ структуры групп. Согласно теоретическим расчетам (Лоссовский и др., 1970; Лоссовский, 1972; Павленкова и др., 1971; Clowes a.o., 1970; и др.), большую часть докритических отраженных волн следует считать однократными отражениями, связанными, по-видимому, с некоторыми прослоями. Для расчета средних параметров прослоев были сделаны оценки насыщенности поля волнами, определены длительности отдельных колебаний и интервал между ними.

Гистограммы концентраций осей синфазности несут в себе также информацию о количестве волн в группах, плотности их концентрации. Так как обычно выделить чистую отдельную волну бывает трудно, то для сравнительных оценок подсчитывалось количество осей синфазности. Определенные по гистограммам величины количества осей n в определенном временном окне для обеих зон показали увеличение n с расстоянием (в интервале 5-50 км), а также повы-

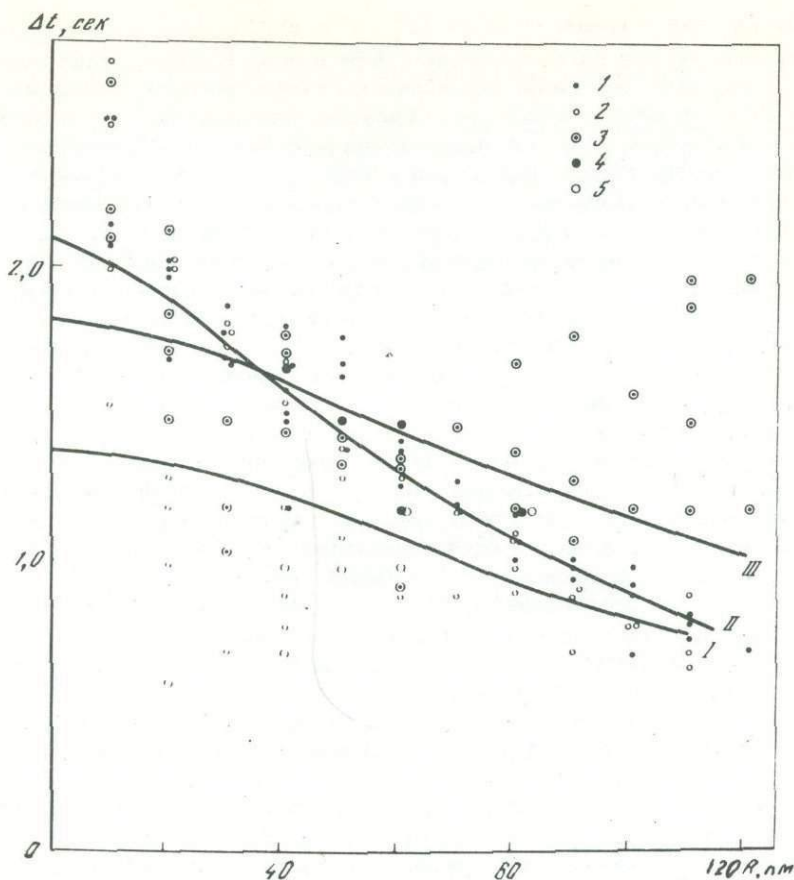


Рис. II, 13. Длительность групп глубинных отраженных волн в функции расстояния от источника для зоны поднятий (1,2,3) и зоны ступени (4,5) и расчетные кривые изменения длительности групп волн для параметров разреза на участке наблюдений

I - $H=40$ км, $\Delta h=6$ км, $\bar{V}=6,1$ км/сек; II - $H=35$ км, $\Delta h=4,5$ км, $\bar{V}=6,3$ км/сек; III - $H=40$ км, $\Delta h=6$ км, $\bar{V}=6,4$ км/сек; 1,4 - P_1^* ; 2,5 - P_2^* ; 3 - P^M
отр

шенные значения $n = 9$ осей/сек в зоне поднятий (район без осадков) по сравнению с Бухарской ступенью, $n = 6$ осей/сек.

Для определения временной длительности отдельных колебаний и интервала между ними волновое поле было разделено системой теоретических годографов на полосы, ширина которых приблизительно соответствовала длительности наблюдаемых групп. Затем в пределах этих полос исследовалось поле отдельных отражений - замерялись длительность отдельных волн, интервал Δt между ними и рассчитывались их среднеарифметические значения. В результате такого анализа для зоны поднятий средняя длительность волн составляет примерно 0,2 сек, а интервал между ними - 0,35 сек. Следовательно, при преобладающей частоте 14 гц волна в среднем состоит из трех периодов. Группа при длительности в 1,5-2,5 сек будет состоять из 4-7 отдельных волн.

В пределах Бухарской ступени вблизи пункта взрыва поле отраженных волн существенно иное: наблюдается меньшее количество волн, выделяется группа P_2^* , состоящая из 2, редко 3 волн длительностью 0,3-0,4 сек, с интервалом между ними 0,5-0,6 сек, и группа P_1^* с примерно такими же характеристиками. При $T = 0,08$ сек, следовательно, волны состоят из четырех периодов, а в 1 сек имеем 1,5-2 волны.

Из анализа внутренней структуры групп следует, что тектонические зоны различаются и по внутреннему строению основных слоев земной коры. В зоне

Бухарской ступени в пределах слоев $(d_1^* - d_2^*)$ и $(d_2^* - M)$ меньше промежуточных границ, но они более устойчивы, чем в зоне Кызылжумских поднятий, где слои насыщены короткими, неустойчивыми отражающими границами.

Протяженность осей синфазности. Основным недостатком докритических отражений являются малые интервалы их коррелируемости. Предполагается обычно две причины плохой прослеживаемости отраженных волн: малая относительная интенсивность отраженных волн вблизи пункта взрыва, которая не позволяет выделить их в зоне интерференции с более сильными помехами, не зеркальность и прерывистость отражающих границ. Пока очень трудно очистить поле отраженных волн от помех. Даже в районах без осадочного чехла (например, в Казахстане) в поле отражений прослеживаются интенсивные поперечные и поверхностные волны. Наряду с этим достаточно часто наблюдаются случаи резкого исчезновения волн без всяких видимых причин (при малом межволновом фоне и при отсутствии нарушений в верхней части разреза).

На основании этого можно заключить, что определенную роль в прерывистости поля докритических отражений играет, очевидно, и прерывистость самих границ. Для ориентировочной оценки этого эффекта были определены средние длины осей синфазности, для чего в пределах уже упомянутых временных полос подсчитывалось количество осей синфазности, в зависимости от их длительности, и строились графики распределения (рис. II, 14).

База группы при наблюдениях составляла 0,4–0,5 км; мы можем принимать во внимание оси синфазности, в 2–3 раза превышающие эту величину, т.е. большие 1–1,5 км. Получено, что преобладающими составляющими поля докритических отражений являются оси протяженностью от 1 до 2–2,5 км. Они составляют около 90% от всех осей. Более длинные оси (до 5–8 км) составляют всего 10%. В зоне ступени доля длинных осей больше, чем в зоне поднятий.

При анализе фазовых годографов докритических отражений как наших работ, так и многих других (Дружинин, 1970; Dohr, 1972; и др.) обращает на себя внимание то обстоятельство, что довольно часто оси "рвутся" на стыке стоянок. Этот факт можно было бы объяснить тем, что не существует полной тождественности условий взрыва, и поэтому либо волна распространяется при разных взрывах по различным участкам тонкослойной среды, либо в связи с влиянием эффекта поглощения и рассеяния от разных взрывов образуются неодинаковые колебания, которые не коррелируются на соседних установках. Но многократные повторения записей при разных взрывах (рис. II, 15) на одних и тех же стоянках дают достаточно хорошее сходство формы записи, при которой вряд ли могло возникнуть резкое нарушение корреляции. Вероятно, разрывы осей на стыках стоянок психологически обусловлены стремлением интерпретатора проследить отражение "хотя бы" через всю сейсмограмму.

Для выявления возможности увеличения интервалов коррелируемости отдельных отражений была предпринята попытка улучшить прослеживание отражений с помощью программ на ЭВМ, которые вычитают волны-помехи с определенными заданными кажущимися скоростями и подчеркивают отраженные волны (Павлов, 1970).

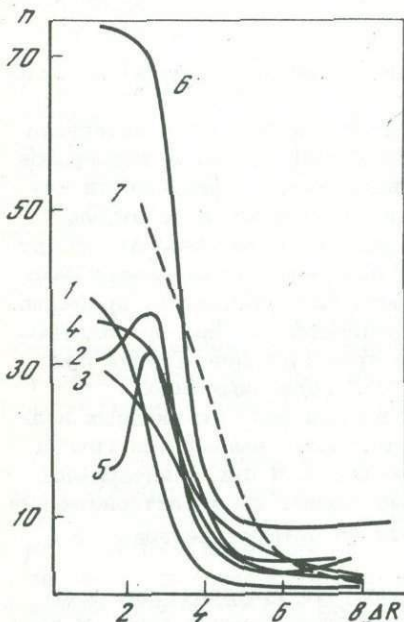


Рис. II, 14. Кривые распределения осей синфазности по длительности для зоны поднятий (1–6) и зоны ступени (7)

Интервал расстояний: 1 — 0–10 км; 2 — 10–20; 3 — 20–30; 4 — 30–40; 5 — 40–50; 6, 7 — 0–50 км

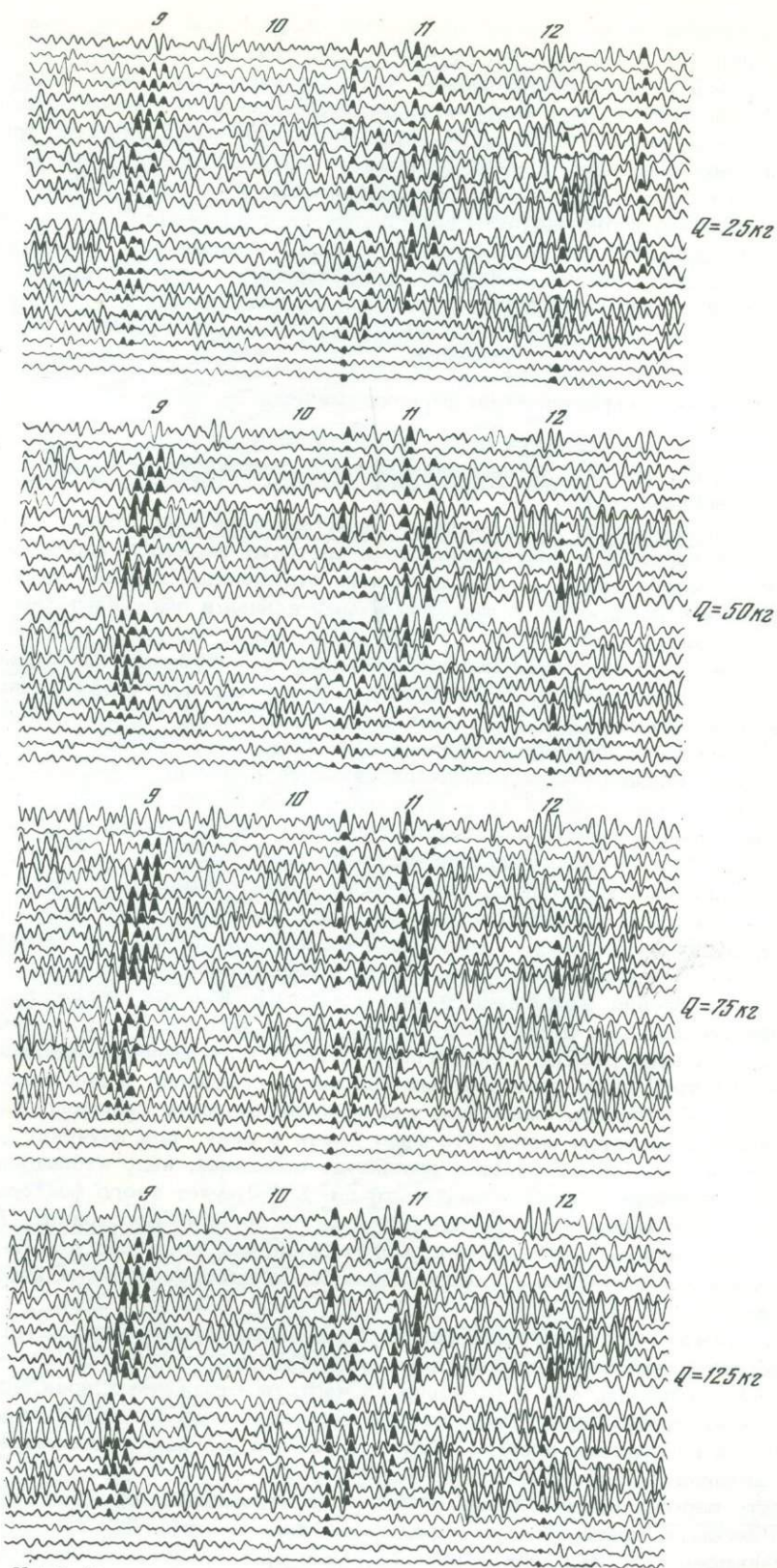


Рис. П.15. Участки сейсмограмм с областью регистрации глубинных отражений. Сейсмограммы разных взрывов при одной расстановке приборов

На соответствующих сейсмограммах (рис. П, 16) выделяются несколько более интенсивные и более протяженные оси, но так же ограниченные, как и на оригинальной сейсмограмме. Видно, что в случае такого сложного поля на сейсмограммах можно выделить много других направлений осей, т.е. крутая скоростная фильтрация и большее перекрытие каналов (12 каналов) приводят к объединению колебаний, принадлежащих различным волнам, при этом образуются достаточно протяженные оси синфазности.

Таким образом, штриховатость поля отраженных волн вызвана не только условиями регистрации, но и свойствами границ. К сожалению, небольшой объем машинного анализа поля не позволяет количественно оценить истинную протяженность осей в данном эксперименте, которая была бы очень важна для определения истинных величин горизонтальных неоднородностей в коре.

5. Динамические характеристики отраженных волн

Исследованию динамических параметров отраженных волн было уделено основное внимание, так как по ним определялась природа глубинных границ, т.е. решалась основная задача.

Факторы, искажающие динамические характеристики волн. Ввиду того, что динамические параметры (интенсивность и частоты) являются определяющими при подборе модели среды по докритическим отраженным волнам, тщательное сопоставление эксперимента с теоретическими данными обязывает учесть все факторы, влияющие на них.

Условия возбуждения корректировались по калиброванным записям контрольной станции. Для каждого пункта взрыва были рассчитаны поправочные коэффициенты, приводящие все записи к условиям взрыва в 1 т. Это позволило также оценить стабильность условий для каждого из пунктов взрыва.

Обработка массива амплитудных графиков для различных пунктов взрыва показала, что относительный уровень амплитудных графиков слабо зависит от условий установки сейсмоприемников; неидентичность этих условий обычно создает лишь случайные флуктуации интенсивности.

При построении амплитудных графиков следует учитывать еще один фактор, обычно выпускаемый из виду, связанный с использованием в ГСЗ приборов, регистрирующих не смещения, а скорости смещения, для них амплитуда колебаний пропорциональна частоте. Этот вопрос исследовался в работе (Рябой и др., 1971) с точки зрения искажения формы записи и интенсивности колебаний почвы при регистрации взрывов различными приборами.

По данным этой работы, сейсмографы СН-3, с которыми проводились наблюдения, до частоты 4 гц регистрируют ускорения смещения, а при более высоких частотах — скорость смещения, т.е. чувствительность сейсмографов этого типа к низким частотам мала. Это надо иметь в виду при изучении амплитуд различных волн. Чтобы перейти к амплитуде смещений, надо наблюдаемые нами амплитуды скорости смещений разделить на $2\pi f$. Неучет этого фактора приведет к тому, что амплитуды отраженных волн на больших расстояниях $R = 100-120$ км, где частоты уменьшаются, могут оказаться примерно в 1,5-2 раза заниженными по сравнению с амплитудами более высокочастотных вертикальных отражений.

Изменение чувствительности приемной аппаратуры: вдоль профиля корректировалось записями сигналов МПГА.

Как на амплитуды, так и особенно на частоты отраженных волн могут влиять также особенности спектрального состава импульса, возбуждаемого источником, и поглощение в среде. Эти два фактора мы попробовали оценить на основе анализа экспериментального материала.

Спектр взрыва. Спектральные особенности отражающих свойств границы являются весомым критерием при определении типа и структуры глубинных границ (Давыдова, 1972; Fuchs, 1969, 1970; и др.), но их изучение возможно лишь с учетом спектральных особенностей исходной волны. Поэтому в работе по возможности детально исследовался спектр взрыва.

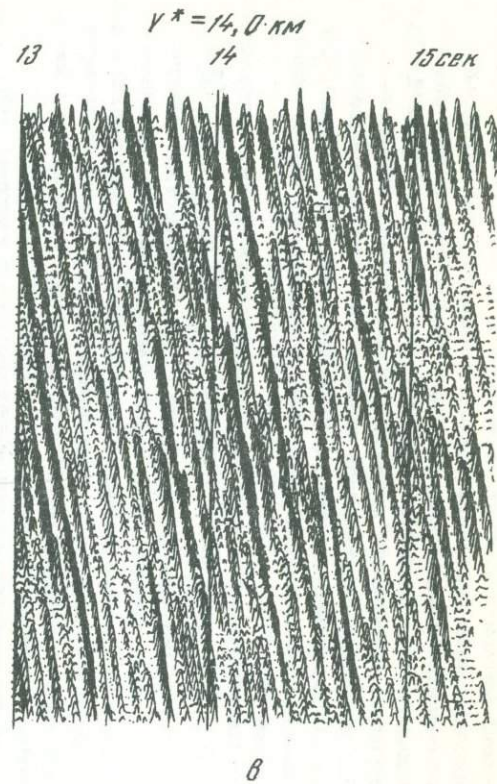
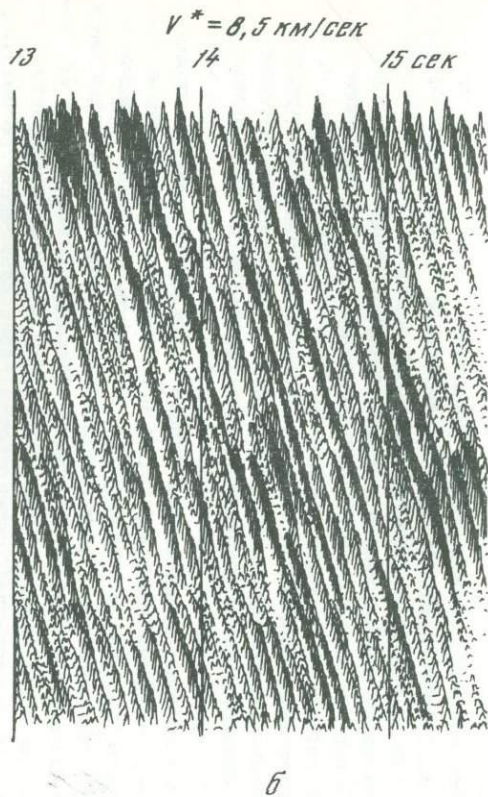
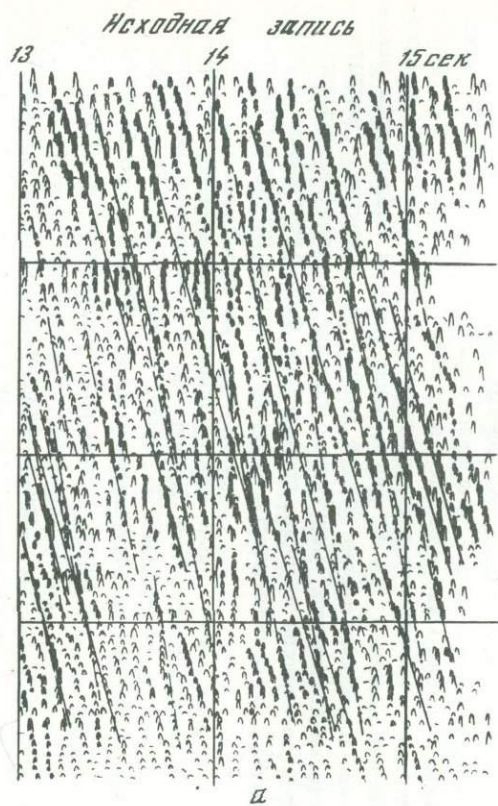


Рис. II. 16. Результаты обработки сейсмограмм по программе В.А.Павлова (1970)
 а - исходная сейсмограмма с годографами осей синфазности, полученными при различных скоростных фильтрациях;
 б, в - сейсмограммы в виде время - амплитудных вероятностных характеристик со скоростными фильтрациями (б - 8,5 км/сек; в - 14 км/сек)

Весь анализируемый материал получен при взрывах в скважинах с камуфлетом. По оценке характеристики направленности источника, данной в работе (Майоров, 1963), очаг при заряде, имеющем размеры, меньшие $4/3$ радиуса зоны неупругих деформаций, можно считать сферическим. Для заряда 100 кг радиус зоны неупругих деформаций составляет 7 м, для заряда 300 кг — 10 м. Величина используемых нами зарядов значительно меньше, примерно 1 м, что позволяет рассматривать их как сферический источник, который, как известно, имеет резонансный спектр (Гурвич, 1967; Молотова, 1964), зависящий от величины заряда.

По расчетам резонансных частот $f_{рез}$ на основе теории сферического излучателя (Гурвич, 1967) получено, что для заряда $Q = 100$ кг $f_{рез} = 25$ гц, для $Q = 200$ кг $f_{рез} = 20$ гц, для $Q = 300$ кг $f_{рез} = 15$ гц, т.е. в эксперименте должна наблюдаться резкая зависимость частоты волн от величины заряда. Сводка экспериментальных данных о резонансных спектрах взрывов для разных диапазонов зарядов дана в работе (Михота, 1969), согласно которой используемые в ГСЗ взрывы зарядом от 100 до 1000 кг возбуждают колебания с полосой преобладающих частот от 25 до 10 гц.

При работах в Узбекистане, благодаря использованию в качестве контрольного пункта широкополосной станции с большим динамическим диапазоном, был получен доброкачественный обширный материал, характеризующий условия возбуждения при ГСЗ.

Основной анализ выполнен по волнам P_1^0 регистрируемым в первых вступлениях, т.е. меньше всего искаженным интерференцией. Для этой волны определялась зависимость частоты и амплитуды от веса заряда как при фиксированном расстоянии взрыв-прибор, так и для совокупности пунктов взрыва, расположенных на разных расстояниях от контрольного пункта. В результате такого анализа можно сделать следующие выводы.

1. Закономерного изменения интенсивности волны при взрывах в группе скважин по сравнению с одиночным взрывом при том же заряде не наблюдается.
2. При фиксированном заряде и расстоянии в среднем амплитуды различаются в 2-4 раза.
3. Интенсивность волн в функции веса заряда для каждого пункта взрыва аппроксимировалась зависимостью вида $A = C Q^n$. Отмечено закономерное изменение n от величины заряда и частоты. Для зарядов менее 300 кг показатель $n = 1,1-1,8$; при одинаковых расстояниях пункт взрыва-контрольная станция величина n тем меньше, чем выше частота. Для заряда более 300 кг, независимо от частоты, показатель $n = 0,4-0,6$.

4. Частотный состав волны P_1^0 определяется главным образом не величиной заряда, а расстоянием от пункта взрыва. При увеличении расстояния от 1 до 60 км преобладающая частота волн P_1^0 уменьшается от 20-25 гц до 8-10 гц, причем наиболее резко в пределах первых 20 км.

5. Преобладающие частоты волн f для фиксированных расстояний ΔR пункт взрыва-контрольная станция мало меняются в функции веса заряда, в среднем $f = K Q^{-1/17}$, что не согласуется с расчетами по теории сферического излучателя. При увеличении заряда в 20-40 раз в одних случаях наблюдается закономерное смещение в сторону низких частот на 2-3 гц, в других — частота остается практически постоянной. Полученные средние значения зависимости $f(Q)$ согласуются со сводкой величин, приведенной Ф.Ф. Аптикаевым (1969). Слабая зависимость f от Q объясняется автором влиянием поглощающих свойств среды.

Кроме преобладающих частот нами исследовались также спектры волн для разных зарядов и разных расстояний. Принимали, что на малых расстояниях от источника их можно рассматривать, в первом приближении, как спектры прямой волны. Рассчитанные на ЭВМ спектры волны P_1^0 при расстояниях 1,5 км четко показали подобие формы для серии зарядов 10-100 кг, 100-500 кг, 500-2000 кг. Все спектры этих серий имеют резонанс на частоте около 15 гц. Лишь при зарядах 5-10 кг форма спектров существенно иная и главный резонанс смещен в сторону высоких частот (25 гц).

Эти данные как будто свидетельствуют о постоянстве спектра взрыва и малом влиянии на него величины заряда по крайней мере в диапазоне 100–2000 кг. Спектры в целом несколько сглажены влиянием осадочного покрова мощностью 0,5–1,0 км на участке наблюдений. Чтобы исключить это влияние, по широкополосным записям ст. "Зонд" были рассчитаны спектры волн P_1^0 на участке без осадков для близких удалений от источника.

Спектры имеют четкий резонанс, частота которого понижается с увеличением расстояния от источника. Для оценки спектральной характеристики источника в отдельные составляющие этих спектров были введены поправки за влияние поглощения в фундаменте, для чего значения компонент делились на соответствующий коэффициент, равный $e^{\theta t/VR}$. Расчеты сделаны для двух значений декремента поглощения θ в фундаменте. Полученные таким путем спектры удовлетворительно совпадают между собой, для них характерен крутой левый склон на частотах 8–16 гц – при изменении частоты в 2 раза амплитуда спектра меняется в 10–20 раз. Эти спектры близки к спектрам волны P_1^0 рассчитанным по записям контрольного пункта на близких расстояниях (рис. II, 17).

Различие наблюдается лишь для высокочастотной части спектра (более 15 гц). Кроме того, спектр взрыва рассчитывался по спектрам отраженных волн, определенным по широкополосным записям ст. "Зонд", в которой так же, как и в волны P_1^0 были введены поправки за поглощение. Все эти три независимых определения характеристики источника (см. рис. II, 17) дают хорошую сходимость. Нам представляется, что проведенный анализ и расчеты позволяют определить достаточно надежно спектральную характеристику взрывов ГСЗ в исследуемом районе. Наилучшая сходимость спектров получается для крутого левого склона, который в сущности является рабочим диапазоном ГСЗ. Можно предположить вследствие этого, что малые вариации либо в поглощении, либо в характере границы могут менять интенсивность отраженных волн. Область высоких частот (свыше 15 гц) в исходной волне уже на близких к источнику расстояниях нивелируется поглощением в осадках и в толще фундамента.

Таким образом, нами получены новые количественные данные об искажении спектра взрыва вблизи источника вследствие влияния поглощения. Ранее влияние этого фактора оценивалось только качественно и относилось главным образом к влиянию осадочного покрова, (Косминская, 1968).

Влияние поглощения среды на спектральные характеристики глубинных волн. Известно, что наиболее достоверные данные о величинах поглощения можно получить в результате обработки амплитудных графиков различных спектральных составляющих одной и той же волны (Халтурин и др., 1962). Согласно этому методу, значения составляющих различных частот на расстоянии R

от источника приняты в виде: $A_M = A_{OM} \frac{e^{-\alpha_M R}}{F(R)}$,

где $F(R)$ – функция расхождения. В этом случае отношение амплитуд каких-либо частот m и k составляет $A_M/A_K = (\alpha_K - \alpha_M)R + \ln C_1$, а градиент графиков $\ln A_M/A_K = f(R)$ определяет разность коэффициентов поглощения $(\alpha_K - \alpha_M)$. По совокупности графиков отношений амплитуд определяются значения коэффициента поглощения для различных частот и зависимость коэффициентов поглощения от частоты. Мы пользовались этой методикой для обработки перезаписей через фильтры ЧИСС с резонансными частотами 20, 10 и

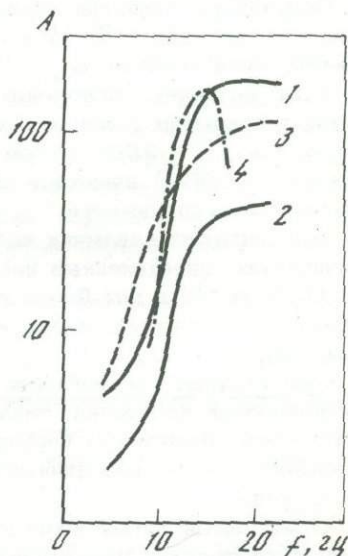


Рис. II.17. Средние спектральные характеристики источника, рассчитанные по спектрам волн группы P_1^0 при $\theta = 4 \cdot 10^{-2}$ (1) и $\theta = 2 \cdot 10^{-2}$ (2), отраженных волн (3), и средний спектр волн группы P_1^0 при $R = 1-1,5$ км (4)

Таблица II. 6

Параметры поглощения в земной коре для профиля Фараб-Тамдыбулак

| Волна | $a_{15}, \text{км}^{-1}$ | $\theta = \dot{a}V/f$ | $Q = \pi\theta$ | Примечания |
|--------------------|---|--|-----------------|---|
| P_1^0 | 0,08-0,12; 0,1 ($\pm 0,04-0,06$) | $4 \cdot 10^{-2}$ | 80 | Значения в слое под поверхностью фундамента |
| P_2^* | 0,02; 0,012 ($\pm 0,008-0,01$) | $12 \cdot 10^{-3}$ $6 \cdot 10^{-3}$ | 260 | Средние значения в среде над границей |
| $P_{\text{отр}}^M$ | 0,018; 0,015 0,02; 0,025 ($\pm 0,008-0,01$) | $(6-10) \cdot 10^{-3}$ $(9-12) \cdot 10^{-3}$ | 300 250-300 | Средние значения в земной коре |

7 гг. Предполагали, что на всех фильтрациях в определенном диапазоне времен регистрируется одна и та же волна.

Для волны P^0 амплитудные графики резонансных частот подобны, и локальные экстремумы их практически совпадают, однако средний наклон графиков явно уменьшается с понижением частоты. Графики $\ln A_M/A_K = f(R)$ имеют сложную форму; лишь для интервала расстояний 10-60 км удалось получить достаточно протяженные отрезки осредняющих прямых и по ним определить величины разностей $(a_{20} - a_7)$ и $(a_{10} - a_7)$. Общий вид графиков $\ln A_M/A_K = f(R)$ свидетельствует об уменьшении коэффициента поглощения с расстоянием (следовательно, и с глубиной), но в связи с большим разбросом кривых и малым их количеством изменение коэффициента с глубиной оценить трудно. По отношению разностей коэффициентов поглощения в предположении зависимости $a = bf^n$ вычислен показатель n , который оказался равным 1, и средние значения коэффициентов $a_{20} = 0,14 \text{ км}^{-1}$ и $a_{10} = 0,07 \text{ км}^{-1}$.

Аналогичным способом были рассчитаны величины a и n по амплитудам отраженных волн P_2^* и $P_{\text{отр}}^M$ для интервала расстояний 0-90 км. Получилось, что коэффициент поглощения прямо пропорционален частоте. Значения a , θ и добротности, определенные по разным волнам для 2-3 пунктов взрыва, приведены в табл. II. 6.

Полученные значения хорошо согласуются с приводимыми в литературе данными (см. рис. II. 7) и используются нами для расчета спектральной характеристики источника.

Учет величины поглощения в осадках объясняет различный частотный диапазон в открытых районах и в районах с осадками. Осадочный чехол мощностью 1,5-2 км с $V = 2500 \text{ м/сек}$ и $\theta = 3 \cdot 10^{-3}$ (значение θ взято из работы Берзон и др., 1962) понижает частоту приблизительно на 3-4 гг, что мы и наблюдаем в эксперименте.

При расчетах динамики волн для различных моделей брались коэффициенты поглощения, определенные нами: для поверхности фундамента принимался $a_{15} = 1 \cdot 10^{-1} \text{ км}^{-1}$, а для более глубоких слоев пластовые коэффициенты рассчитывались по среднему a аналогично тому, как по $V_{\text{эф}}$ определяются пластовые скорости.

Амплитудные особенности глубинных волн. Амплитудные графики строились по огибающей колебаний, близких к фронту группы, не далее 0,3-0,4 сек от вступлений. Амплитуды нормированы к единичному заряду в 1 т, увязаны во взаимных точках; все данные были представлены в функции расстояний и места на профиле.

Отмечаемый всеми исследователями разброс значений амплитуд в отдельных точках наблюдений вызывается рядом причин: ошибками в отсчетах амплитуд

волн и калибровочного сигнала МПА, аппаратурными искажениями, ошибками в корреляции амплитуд при приведении к стандартному заряду, влиянием мелких неоднородностей среды, влиянием условий установки. При осреднении графиков эти случайные флуктуации исключались. По интервалам 5–10 км (что включает 14–15 точек отсчета) были рассчитаны средние значения амплитуд $\ln A$, затем для каждой точки – среднеквадратичные отклонения:

$$\sigma \ln A = \sqrt{\frac{1}{n-1} \left(\sum_1^n \ln A^2 - n \ln \bar{A}^2 \right)}$$

Эта величина для каждого индивидуального графика имела пределы от 0,25–0,3 до 0,6 с преимущественными значениями 0,3.

Система амплитудных графиков, построенных вдоль профилей (в функции пикетов), показывает: 1) удовлетворительную увязку во взаимных точках всей системы графиков, значения различаются не более чем в 2' раза. Контроль увязки во взаимных точках осуществлялся по волнам группы P_1^0 , так как они прослеживаются в первых вступлениях вне зоны интерференции; 2) большую изрезанность графиков с преобладающим периодом 1С–30 км, причем локальные аномалии (отклонения от средних величин составляют 3–4 раза, т.е. $\delta \ln A = 1,1-1,4$) четко коррелируются на встречных и нагоняющих системах. Этот факт подчеркивает преобладающее влияние горизонтальных неоднородностей верхней части разреза на осцилляции графиков глубинных волн.

На совмещенных для обоих участков амплитудных графиках глубинных волн (рис. II, 18), построенных в функции расстояния, ясно вырисовываются следующие основные черты относительной интенсивности волн.

1. Для каждой из групп волн амплитудные графики подобны для обоих участков.

2. Относительная интенсивность волны P_2^* по сравнению с волной P_1^0 для обоих участков одинакова, что дает основание предполагать близость скоростных контрастов на границе d_2^* в пределах этих участков.

3. В зоне ступени волны $P_{отр}^M$ имеют меньшую интенсивность, чем в зоне поднятий. Как уже указывалось ранее, в зоне ступени не удалось надежно проследить докритические отражения от границы М; на временах их прослеживания выделяются лишь отдельные разрозненные оси отражений, амплитуда которых в 2–3 раза меньше амплитуд устойчивой волны P_2^* . По материалам (Рябой, 1975) при наблюдениях из других пунктов взрыва отражения от участков границ, соответствующих зоне ступени, были зарегистрированы на прикритических и закритических расстояниях. Таким образом, сравнение амплитуд волн P_2^* и $P_{отр}^M$ на обоих участках указывает качественно на различие в скоростных контрастах на границе Мохоровичича в пределах двух зон.

4. Отношение интенсивностей волн групп P_1^0 и $P_{отр}^M$ (см. рис. II, 6) вблизи пункта взрыва (в пределах первых километров) превышает два порядка, затем резко уменьшается и достигает 1 при $R = 20-40$ км. Далее наблюдается более постепенное уменьшение до 0,1 при $R = 140$ км. Эти цифры могут быть несколько занижены у самого источника из-за недостаточности динамического диапазона аппаратуры. Но порядок величины, очевидно, определен достаточно надежно, и мы будем опираться на эти величины главным образом для расстояний более 30 км.

Результаты такого анализа относительных интенсивностей волн используются нами при решении обратной задачи (см. гл. II, 4).

Для получения обобщенной кривой амплитуд волны $P_{отр}^M$ использовалась совокупность всех графиков. Наши системы наблюдений охватывали интервал расстояний до 120–130 км. Поэтому для изучения закритической области были использованы материалы ГСЗ вдоль исследуемых профилей с наблюдениями до 300 км (Рябой, 1975; Вольвовский, 1963).

Как видно на рис. II, 19, амплитудные графики отраженных волн группы $P_{отр}^M$ для удалений до 300 км представляют собой осциллирующие кривые, ко-

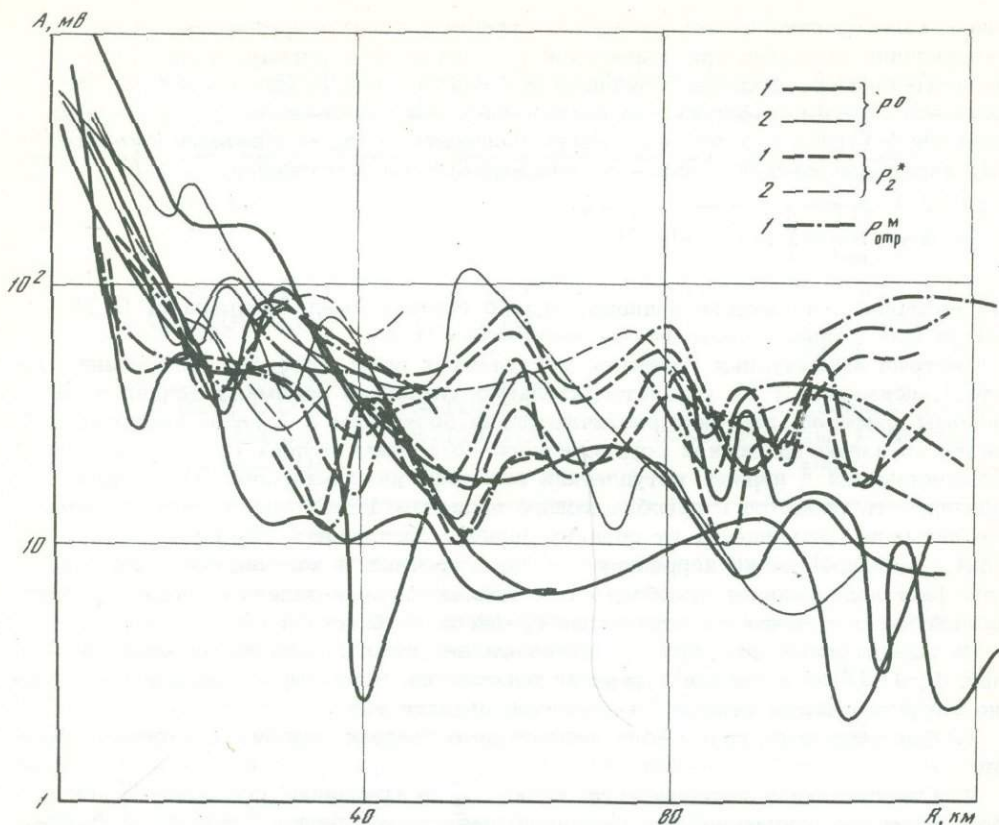


Рис. 11.18. Экспериментальные амплитудные графики групп глубоких волн для зоны Кызылкумских поднятий (1) и зоны Бухарской ступени (2)

торые имеют обычно два главных максимума — вблизи источника и на удалении 120–150 км; в некоторых случаях наблюдается только один максимум вблизи источника. Осредняющая обобщенная кривая определялась как среднее арифметическое для всей совокупности, точность ее оценивалась с помощью доверительных интервалов:

$$\Delta \ln A = \sqrt{t_1 \frac{\sigma_1^2}{n-1} - t_2 \frac{\sigma_2^2}{n-1}},$$

где t — квантили распределения Стьюдента, зависящие от количества точек и заданного уровня доверия; σ_2 — среднее квадратичное отклонение, определенное по совокупности всех кривых; σ_1 — среднее квадратичное отклонение для каждой индивидуальной кривой.

Мы считаем, что данные наиболее надежны для первых 100 км, так как они были построены при строгой калибровке аппаратуры и точном учете эффекта взрыва. На больших удалениях поправки за величину заряда введены по эмпирической зависимости $A = K Q^{0,5}$. Кроме того, в этой области, как уже указывалось, резко понижается частота волн $\rho_{отр}^M$, вследствие чего амплитуды могут быть занижены приборами, регистрирующими скорость смещений. Для исключения этой возможной ошибки обобщенный график был пересчитан в график смещений. Основные параметры этого графика характеризуются следующими отношениями: $A_{нт} / A_{мин} = 2,5$; $A_o / A_{мин} = 2$; $A_o / A_{нт} = 0,8$, доверительный интервал $\Delta \ln A = \pm 0,15 - 0,2$. Обсуждение этих цифр дается в гл. II. 4, в которой обобщенный график сопоставляется с теоретическими для различных вариантов строения границ.

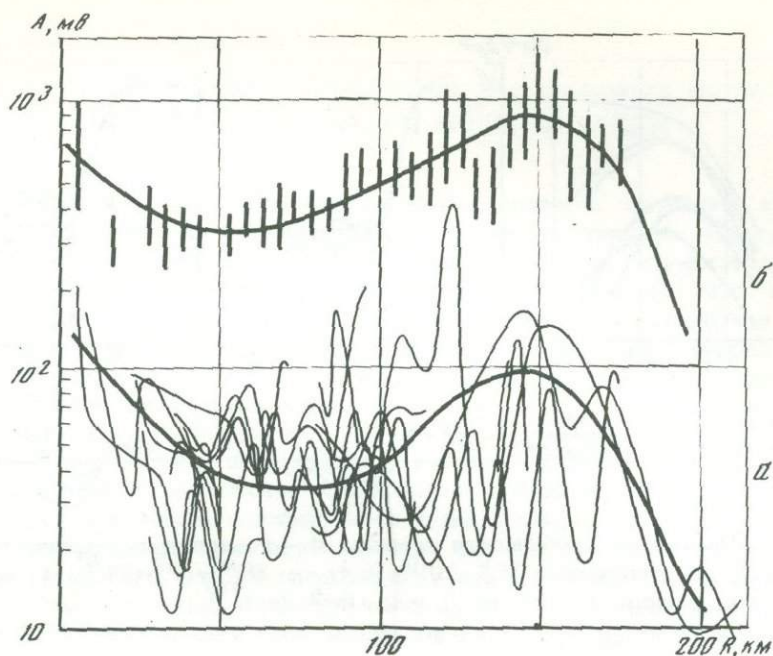


Рис. II, 19. Амплитудные графики волн группы $P_{отр}^M$ для профилей Фараб-Тамдыбулак и Карабекаул-Кайташ

a – сводка графиков, построенных по материалам разных пунктов взрыва;
б – осредненный график, приведенный к смещениям, с доверительными интервалами для уровня 0,7

Частотные особенности глубинных отражений. В *гл. III, 1* показано, что отраженные волны от различных типов границ имеют характерные спектральные особенности. Поэтому при решении обратной задачи важно было изучить частотные свойства основных групп отраженных волн. Для исследования частот применялся ряд способов: 1) строили графики преобладающих частот волн на рабочей фильтрации с полосой пропускания 7,5–18 гц; 2) определяли спектры групп отраженных волн по перезаписям через ЧИСС. Для этого снимали от 6 до 20 значений, вычисляли средние арифметические и по ним строили спектры; 3) рассчитывали на ЭВМ спектры отдельных волн в группе (рис. II, 20, *a*). Для анализа старались выбирать участки прослеживания каждой из волн вне видимой зоны интерференции.

Анализ результатов этих исследований показал, что максимумы групповых спектров в целом удовлетворительно совпадают с преобладающими частотами. Графики резонансных и преобладающих частот хорошо коррелируются для разных волн и так же, как и амплитудные графики, четко выявляют приповерхностные неоднородности среды. Спектры докритических отражений от различных глубинных границ близки. В зоне поднятий в пределах интервала регистрации частоты отраженных волн меняются от 15 до 11 гц, т.е. примерно 4 гц на каждые 100 км. Лишь при расстояниях более 100 км преобладающие частоты резко уменьшаются до 8–9 гц, причем на сейсмограммах это изменение частот очень явно видно (см. рис. II, 12).

В зоне ступени, т.е. в пределах участка с осадками, общий уровень частот ниже в среднем на 3–5 гц, что мы объясняли влиянием поглощения в осадках. Для определения спектральной характеристики границы *M* было вычислено отношение спектров волны $P_{отр}^M$ к спектру волны P_1^0 , приведенному к источнику (рис. II, 20, *б, в*). График этого отношения должен соответствовать спектральной характеристике границы.

Рассчитанный нами с учетом поглощения в среде до отражающей границы график (рис. II, 20, *г, д*) имеет слабый максимум на 8–10 гц, который на

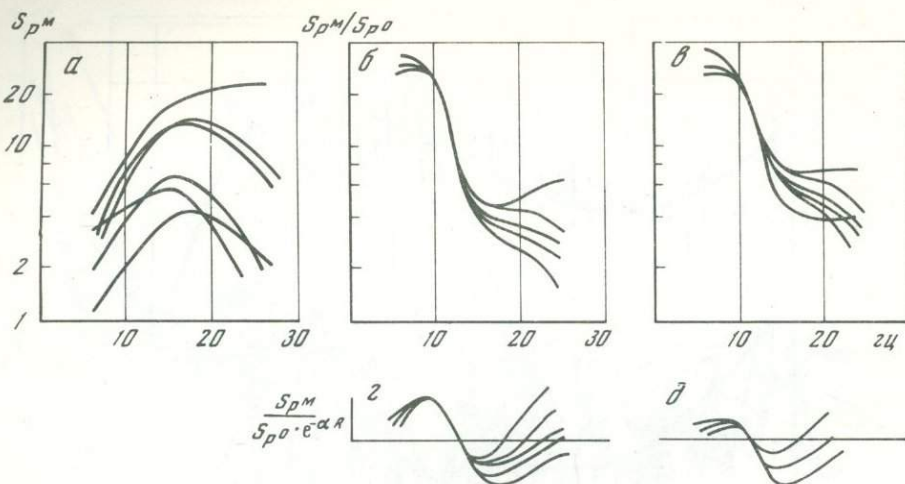


Рис. II, 20. Частотные особенности границы М – по спектрам вертикальных отражений (а), по отношениям $S_{PM}^{отр}/S_{P0}$ (б, в) и $S_{PM}^{отр}/S_{P0} \cdot e^{-\alpha R}$ (г, д) при θ в фундаменте, равном $4 \cdot 10^{-2}$ (б, г) и $2 \cdot 10^{-2}$ (в, д)

фоне резкого резонанса взрыва и неопределенности в значениях коэффициента поглощения не может считаться достоверным. Между тем ясно, что в земной коре могут быть области с тонкой слоистостью. Поэтому следовало бы ожидать, что при зондировании ее различными импульсами будут "высвечиваться" разные участки среды и форма записи волн на фильтрациях не будет сохраняться. Однако мы наблюдали обратное, на существенно разных фильтрациях регистрируются практически одни и те же волны с почти одинаковыми преобладающими частотами, близкими к резонансной частоте взрыва. Все это дает основание считать, что в нашем случае спектр отраженных волн в основном задается источником, искажается поглощением и, очевидно, только в малой степени избирательными свойствами границ. Поэтому при выборе типа границ мы не могли придавать спектрам наблюдаемых волн решающего значения.

Резюмируя изложенное в этой главе, можно сказать, что сложные штриховые поля докритических отражений поддаются статистическому анализу и среди них выделяются более или менее регуляризованные разновидности. Изучение кинематических и динамических характеристик разрозненных компонент поля позволяет выделить группы волн, достоверность которых подтверждается устойчивостью их осредненных параметров для записей из разных пунктов взрыва. Анализ особенностей групп волн дает возможность оценивать как структуру слоев в земной коре, так и характер границ между ними.

Зарегистрированное в Узбекистане волновое поле и определенные нами параметры основных групп отраженных волн близки к характеристикам полей, наблюдаемых в других районах. В ряде платформенных площадей и щитов так же, как и в зоне Бухарской ступени, доминирует докритическая волна P_2^* . Во многих районах наблюдаются почти одинаковые величины длительности группы $P_{отр}^M$, близки их частоты и характер амплитудных графиков. Это дает основание считать, что изученные нами свойства глубинных отражений и количественные пределы для их основных параметров могут быть положены в основу поиска возможных моделей сейсмических сред, которые будут удовлетворять не только наблюдаемым нами полям, но и другим аналогичным сейсмогеологическим условиям.

ХАРАКТЕРИСТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН И ПОДБОР СООТВЕТСТВУЮЩИХ ИМ МОДЕЛЕЙ СРЕДЫ

Конечным результатом работ по ГСЗ обычно является скоростная колонка и разрез, построенные по кинематическим параметрам наиболее выдержанных и выразительных волн, близких к фронтам групп. Но в этих результативных данных не учитывается внутренняя структура групп и та динамика волн, которая позволяет определять возможный тип модели сейсмических границ или областей перехода между основными слоями, что существенно дополняет разрез и детализирует данные о среде. Как показано в гл. II. 2, этот вопрос в настоящее время привлекает все большее внимание.

Мы попытались детализировать разрез земной коры на основе подробного анализа волновых полей в пределах двух тектонических зон Узбекистана. При этом мы исходили из достаточно общих представлений о том, что группы волн соответствуют некоторым толстым скоростным слоям, а отдельные волны в группах связаны с неоднородностями внутри них. По особенностям волн нам надо было установить, что же представляют собой границы этих слоев и какая может быть внутренняя структура слоя между скоростными границами d_2^* и М. Для построения модели коры использованы материалы профиля Фараб-Тамдыбулак.

1. Разрез земной коры

Сейсмический разрез земной коры вдоль профиля Фараб-Тамдыбулак построен по системе встречных и нагоняющих годографов преломленных и отраженных волн (рис. II, 21). Так как отраженные волны надежно, практически непрерывно прослеживаются только начиная с удалений более 70-90 км, а на меньших расстояниях получены лишь кусочные годографы, то для построения отражающих границ в этой области были использованы способ окружностей и способ засечек.

При построении отражающих площадок принимались следующие значения эффективных скоростей в консолидированной коре, определенные различными способами: для d_1^* - 6,1 км/сек, d_2^* - 6,3 км/сек, М - 6,4 км/сек. Как уже неоднократно подчеркивалось, кусочность границ объясняется прерывистостью корреляции волн, которая может быть обусловлена как малой протяженностью самих границ, так и интерференцией с помехами или нарушениями в вышележащей толще. В зоне поднятий, например, раздробленность верхней части консолидированной коры сильно нарушает прослеживаемость глубинных волн, поэтому разрывы глубинных границ в этой части профиля не могут считаться достаточно обоснованными.

Сравнение разрезов для двух тектонических зон (см. рис. II, 21) показывает, что они различаются незначительно - в зоне поднятий глубинные границы залегают только на 1-2 км глубже, чем в зоне ступени. Средние скорости в консолидированной коре для обоих участков близки.

В пределах зоны ступени граница М нами не построена, так как докритические отраженные волны не были уверенно прослежены.

По данным (Рябой, 1975), она залегает в этой части профиля на глубине около 40 км.

Такой схематический трехслойный разрез консолидированной коры в большой мере формален и не отражает сложности волновых полей и особенностей их для обоих участков. Еще при интерпретации первичных материалов было отмечено качественное различие в волновых полях обеих зон, которое указывало на лучшие отражающие свойства границы d_2^* в пределах зоны ступени. Впоследствии Н.И. Давыдовой и др. (1972) для этой границы была предложена модель в виде тонкослойной пачки. Эта модель согласовалась с резонансным спектром волны и формой амплитудного графика.

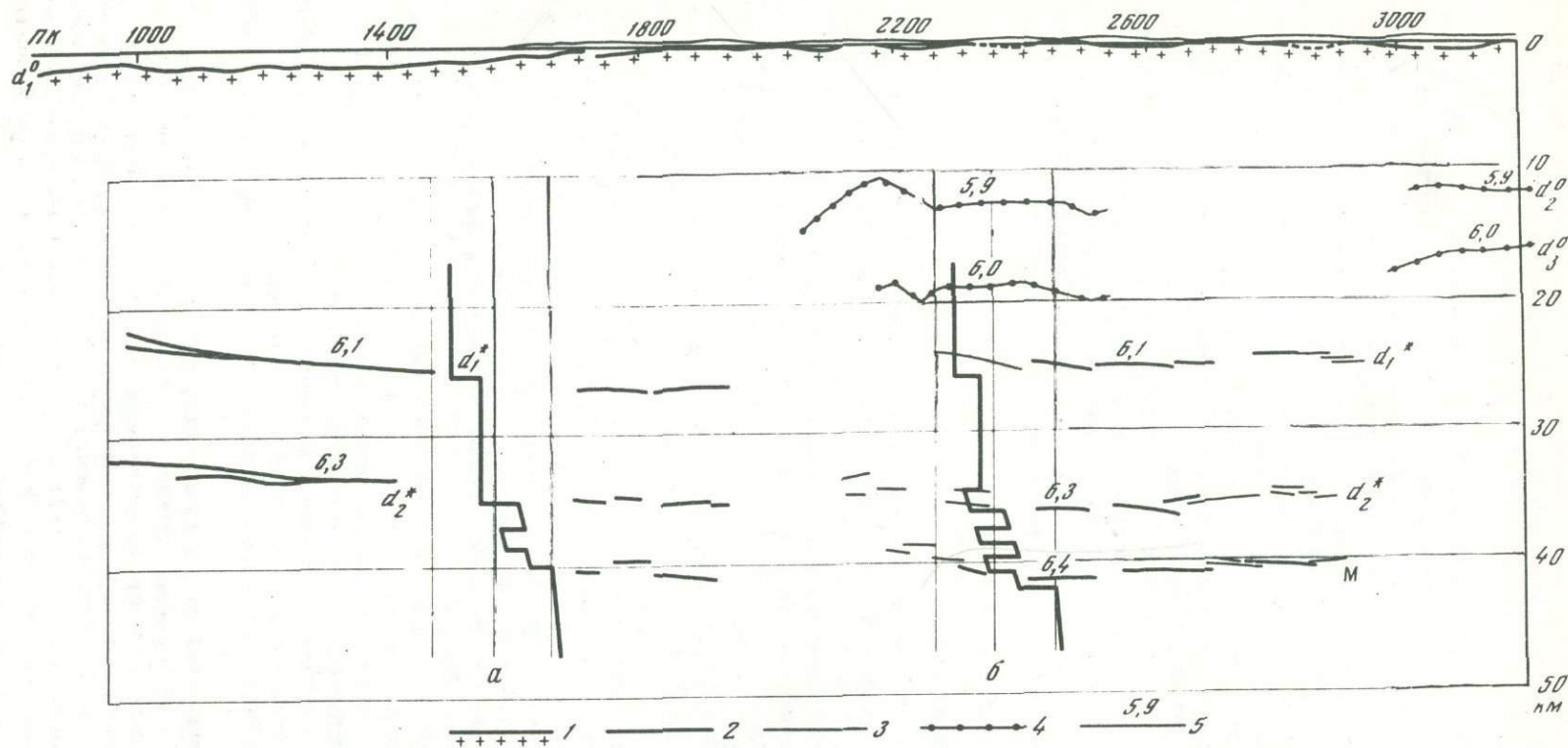


Рис. II. 21. Сейсмический разрез земной коры вдоль профиля Фараб-Тамдыбулак

a - модель нижней части коры для зоны Бухарской ступени (ПК 800-1600); *b* - модель нижней части коры для зоны Кызылкумских поднятий (ПК 2100-3000)

1 - поверхность фундамента; 2,3 - участки, построенные по уверенным и неуверенным отражениям соответственно; 4 - участки границ в фундаменте, построенные по преломленным волнам; 5 - значения скорости, с которой построены границы

Выполненный нами подробный анализ кинематических и динамических параметров отраженных волн вскрыл количественные различия в структуре двух зон и позволил уточнить детали их строения для слоя между границами d_2^* и М.

2. Основные черты полей отраженных волн, определившие выбор моделей

Из совокупности ряда параметров отраженных волн, обсуждаемых в гл. II, 3, перечислим лишь те, которые использовались нами при выборе скоростных моделей для нижней части коры обеих зон.

1. В волновом поле глубинных отражений выделяются группы волн, которые вблизи источника занимают интервал 1,5–2 сек, а в критической области около 0,6–1 сек. В зоне ступени группы состоят из 2–3 волн, вблизи источника плотность поля составляет 6 осей/сек, отдельные волны имеют длительность 0,3–0,4 сек, интервал между вступлениями отдельных волн 0,5–0,6 сек. В зоне поднятий группы состоят из 5–6 волн, плотность поля – 9 осей/сек, временная длительность отдельных волн – 0,2 сек, интервал между вступлениями отдельных волн – 0,35 сек.

2. Четко отмечаются различия двух зон по относительной интенсивности вертикальных отражений. В зоне ступени доминируют волны группы P_2^* , они в 2–3 раза интенсивнее, чем волны группы $P_{отр}^M$. В зоне поднятий интенсивности групп P_2^* и $P_{отр}^M$ одинаковы. В свою очередь интенсивность волн группы P_2^* в обеих зонах одинакова по отношению к волнам группы P_1^0 . При малых значениях коэффициента поглощения между соответствующими границами и малой разницей в их глубинах можно считать, что скоростные контрасты в зоне поднятий для границ d_2^* и М должны быть близки, а в зоне ступени более мелкая граница d_2^* должна быть резче, чем граница М.

3. Для волн, отраженных от границы М, в большинстве случаев наблюдается два основных максимума амплитуд – вблизи источника и в области начальной точки с неглубоким широким минимумом на расстояниях 50–100 км. В области начальной точки абсолютные значения амплитуд одного порядка с амплитудами вертикальных отражений. На осредненном графике смещений $A_0/A_{\min} = 2$; $A_{нт}/A_{\min} = 2,5$.

4. Отношение интенсивностей волн P_1^0 и $P_{отр}^M$ составляет: вблизи источника около 100, при расстояниях 30 км равно 1 и постепенно уменьшается до 0,1 при $R = 100$ –120 км.

5. По форме записи вертикальные отражения от различных границ в коре различаются незначительно. В области критических углов волны $P_{отр}^M$ выделяются своей устойчивостью и низкими частотами.

Спектры вертикальных отражений резонансные, определяются в основном спектром взрыва, преобладающая частота их коррелируется с мощностью осадочной толщи. С расстоянием частоты монотонно уменьшаются вследствие поглощения.

Эти характеристики волн, а также разрез и колонки средних скоростей использовались нами при обсуждении типа границ и моделей нижней части коры.

Обсудим прежде всего, к какому типу глубинных границ следует отнести наблюдаемые нами волны.

3. Типы глубинных границ, удовлетворяющие экспериментальным данным

Для выбора типа границы наблюдаемые особенности отраженных волн, суммированные в разделе 2 настоящей главы, были сопоставлены с данными теоретических расчетов, сведенными в гл. II. 1. Результаты этого сопоставления приводят к выводу, что наиболее вероятным классом границ являются гра-

ницы первого порядка. Границы второго порядка не удовлетворяют большой интенсивности вертикальных отражений, отношению амплитуд в характерных точках и резонансным спектральным особенностям отраженных волн. Это дает нам основание считать, что в земной коре исследуемого профиля маловероятны границы второго порядка, по крайней мере для выделенных докритических отражений.

Среди границ первого порядка возможны три типа сред, определяемых мощностью слоев, которые они разделяют. Рассмотрим возможные особенности поля, объясняемые этими границами.

Толстослойные модели могут удовлетворять амплитудным характеристикам основных групп отражений, но не объясняют насыщенность поля волнами, которая свидетельствует о многослойности коры. Таким образом, следует обсуждать границы первого порядка второго и третьего типов, т.е. зоны, состоящие либо из слоев промежуточной мощности, либо из тонкослойных пачек.

Невыдержанный характер отражений, большой уровень амплитуд вблизи источника, прерывистая корреляция и резонансный вид соответствующих им спектров — это все основные признаки тонкослойной структуры отражающих границ. Хотя возможность существования в коре регулярных пачек весьма сомнительна, нам следовало все же обсудить ее с точки зрения соответствия характеристикам поля, тем более что многими исследователями (см. *гл. II, 2*) глубинные границы представляются в виде регулярных тонкослойных пачек, а одним из основных диагностических критериев считается резонансный спектр отражений. Этот критерий, как мы уже показали в *гл. II, 3*, ненадежен, ввиду преобладающего влияния спектра взрыва на спектры всех колебаний на записи.

Проанализируем этот вопрос подробнее, так как может возникнуть подозрение, что резонансный спектр взрыва, проходя через сложно расслоенную земную кору, избирает именно те сочетания слоев, которые имеют одинаковые с ним спектральные характеристики, т.е. на записи есть отражения от тех слоев, которые резонируют на данный спектр взрыва. Предположим, что наша граница представлена пачкой периодически чередующихся слоев одинаковой толщины. Для такой пачки суммарные интерференционные вертикальные отражения будут иметь собственную частоту

$$f_0 = 2(h_1/V_1 + h_2/V_2)^{-1},$$

где V_1 и V_2 — скорости в слоях, образующих пачку. В районе исследований, например, в зоне поднятий, преобладающие частоты отраженных волн в интервале расстояний 0–30 км составляют 14–16 гц.

Приняв интервал изменения скоростей в пачке 6–8 км/сек, получим возможные параметры пачки. Они будут равны

$$h = 2f_0(1/V_1 + 1/V_2)^{-1} = 100 - 120 \text{ м.}$$

Полоса частот между нулевыми значениями основного максимума спектра определяет количество n слоев в пачке $n = \frac{2V_{\text{ср}}}{\Delta f (h_1 + h_2)}$. Судя по

экспериментальным спектрам, $n = 4-6$, откуда суммарная мощность пачки составит 400–600 м, а длительность колебания, обусловленного такой пачкой, $\Delta t = 0,2$ сек. Если же допустить, что в пределах профиля толщина слоев изменится вдвое, т.е. будет не 100, а 200 м, тогда отраженные от нее волны должны иметь резонансную частоту 8–9 гц. Между тем таких частот у отраженных волн вблизи пункта взрыва мы нигде не наблюдаем. Разброс частот составляет всего ± 2 гц, что соответствует изменению толщины слоя в пачке всего на ± 20 м. Вследствие близости частот всех вертикальных отражений и выдержанности этих частот по профилю нам кажется маловероятным предположение о тонкой расслоенности всей коры.

Допустим теперь, что только границы M или d_2^* представлены граничными зонами в виде регулярных пачек. В *гл. II, 3* было показано, что выделение резонансного характера спектра отражений на фоне ярко выраженного резонанса взрыва затруднено и недостоверно, поэтому мы обратились к другим диагностическим критериям для тонкослойной границы, а именно относительно большим значениям амплитуд вертикальных отражений.

Для условий Узбекистана Н.И. Давыдовой сделаны расчеты интенсивности и спектральных характеристик отраженных от границы M волн, в которых граница представлена (см. *гл. II, 1*, раздел 2) регулярной периодической пачкой суммарной мощности 600 м с толщиной прослоев 120 м и значениями скоростей 6,2 и 8,0 км/сек. Такая пачка увеличивает интенсивность вертикальных отражений примерно в 3 раза по сравнению с границей первого порядка. График интенсивности отраженной волны, рассчитанный без учета поглощения, имеет два максимума – вблизи источника и в области начальной точки, отношения амплитуд в экстремальных точках составляют $A_0/A_{\min} = 10$, $A_{\text{нт}}/A_0 = 0,3-0,2$.

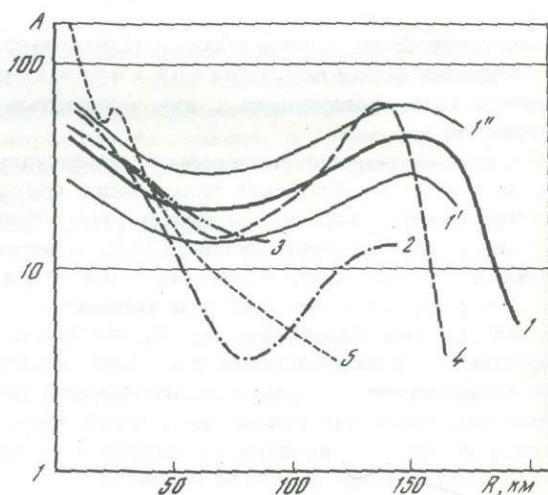
На рис. II. 22 приведено сопоставление экспериментальных графиков для волн $P_{\text{отр}}^M$ (кривая 1 и соответствующие ей доверительные интервалы $1'$ и $1''$) и P^0 (кривая 5) с теоретическим графиком для тонкослойной регулярной пачки (кривая 2).

Из этого сопоставления следует, что для удалений около 100 км волны группы P^0 должны быть интенсивнее, чем $P_{\text{отр}}^M$. Такое соотношение интенсивностей волн $P_{\text{отр}}^M$ и P^0 и слишком глубокий провал графика в области минимума совсем не согласуются с экспериментальной кривой (1). Спектральные особенности рассчитанной Н.И. Давыдовой волны также не согласуются с наблюдаемыми данными о частотах.

Например, согласно расчетам, в области минимума для такой пачки частота должна была бы возрастать примерно на 10 гц. Между тем в этой зоне у нас частоты не повышаются, а понижаются. Поэтому вариант тонкослойной регулярной пачки нам не подходит. Следует отметить, что мы всюду использовали осредненные характеристики, в то время как Н.И. Давыдова при сравнении расчетов со спектрами наблюдаемых волн пользовалась отдельными выборками, вариации которых могут быть значительными и могут отражать спектральные особенности локальных отражающих границ.

Рассмотрим далее граничную зону в виде пачки со случайным распределением параметров (Давыдова и др., 1973). В случае такой границы частота отраженных волн в основном определяется источником, а амплитудные особенности отраженной от границы M волны лучше соответствуют наблюдаемым (см. рис. II. 22, 3). По сравнению с одной границей первого порядка случайная пачка дает увеличение интенсивности примерно в 2 раза. К сожалению,

Рис. II. 22. Сопоставление экспериментального осредненного амплитудного графика волн группы $P_{\text{отр}}^M$ (1) с теоретическими графиками интенсивности волн, отраженных от граничной зоны M в виде регулярной пачки (2), в виде случайной пачки (3), в виде слоев промежуточной мощности с границами первого порядка (4); экспериментальный осредненный график волн группы P^0 (5)
 $1', 1''$ – доверительные интервалы экспериментального графика для волны $P_{\text{отр}}^M$



расчеты для случайной пачки выполнены лишь до расстояний 80 км, т.е. область начальной точки не просчитана. Поскольку в области критического угла все типы границ имеют одинаковые значения коэффициента отражения, равные 1, то для случайной пачки соотношения $A_{нт}/A_{мин}$; $A_{нт}/A_0$ будут примерно в 2 раза меньше, чем для одной границы первого порядка. Различие в 2 раза находится в пределах точности осредненного экспериментального графика, а поэтому оба варианта, т.е. резкая граница двух толстых слоев и тонкостойкая случайная пачка могут рассматриваться как равновероятные.

Мы не рассмотрели лишь второй тип границ, в котором граничная зона представляет собой слоистую среду с границами первого порядка между слоями промежуточной мощности, чередующимися в соответствии с преобладающими значениями временного интервала между волнами. Такой тип переходной граничной зоны можно рассматривать как набор отдельных слоев, для которых наблюдается на малых расстояниях совокупность волн, отраженных от кровли и подошвы; на больших расстояниях — интерференционное колебание. Зона может быть представлена чередованием слоев либо с увеличением скорости от слоя к слою, либо с инверсией скорости в слоях. Поскольку выявленные нами преобладающие временные интервалы между волнами соответствуют именно промежуточной мощности слоев ($h/\lambda = 3-5$), то нам казалось наиболее правильным провести расчеты динамики отраженных волн для моделей этого типа.

4. Модели строения земной коры

Для разрезов земной коры двух тектонических зон было выбрано и обчислено по программе Т.Б. Яновской (1966) ряд слоистых моделей, параметры которых удовлетворяют экспериментальным кинематическим характеристикам волнового поля (годографам, значениям средних скоростей, временному интервалу между волнами и т.д.).

Главные черты модели подбирались на основе разреза и скоростной колонки (см. рис. II. 21, а). Затем разрез уточнялся для верхней части и особенно для области между границами a_2^* и М. При подборе мы не пользовались методом оптимизации и поэтому не можем считать, что предлагаемые нами варианты окончательны. К единственности решения может приблизить лишь использование уточненных способов определения средних и пластовых скоростей, эффективная регуляризация поля и особенно машинный поиск оптимального решения по совокупности различных параметров всего волнового поля.

Своей основной задачей мы считали выбор типа структуры глубинных слоев на примере нижнего слоя земной коры, который соответствовал бы главным осредненным характеристическим параметрам поля, для чего на нескольких примерах демонстрируем соответствие экспериментальных и расчетных параметров.

Конструирование модели велось последовательно сверху вниз. Довольно детально подбирался закон для верхней части коры, поскольку интенсивность отраженных волн сравнивалась с интенсивностью волны, рефрагированной в фундаменте.

В связи с тем что годографы и амплитудные графики волн группы P_1^0 для разных участков наблюдений практически одинаковы, для обеих зон принята одна градиентная модель для фундамента. Обратная задача — определение функции $V(H)$ сделано обычными способами, а затем эта зависимость была учтена решением прямых задач с учетом градиента и поглощения. Наилучшее соответствие расчетных годографов и амплитудных графиков с наблюдаемыми получено для закона, близкого к параболическому. Замена однородного верхнего осадочного слоя серией слоев или слоем с сильным градиентом почти не меняет амплитудного графика рефрагированной волны на удалениях более 10–15 км. Изменяется лишь интенсивность кратных волн, отраженно-преломленных в фундаменте и частично-кратных глубинных отражений, интенсивность которых падает с уменьшением резкости границы.

Амплитуды волны, отраженной от поверхности фундамента, согласно расчетам, уже при удалениих более 5–10 км должны быть намного меньше амплитуд рефрагированной волны. Вероятно, этим объясняется трудности выделения отражений от фундамента, которые по существу не могут быть прослежены на фоне более интенсивных волн-помех.

Средняя часть консолидированной коры (до границы d_2^*) определялась по значениям средних и пластовых скоростей, при этом учитывалось соотношение амплитуд вертикальных отражений.

Для этой части коры также следовало бы ввести разного масштаба слоистость, так как в соответствующем интервале времен поле содержит много штриховых вертикальных отражений. Но мы, во-первых, не располагали для этого достаточным количеством данных, а, во-вторых, это было не так важно для нашей задачи изучения низов коры, так как слоистость в толще, залегающей значительно выше интересующих нас границ, практически не меняет исследуемых нами параметров.

Таким образом, во всех моделях спой $d_2^0 - d_1^*$ почти совсем не менялся, а для споя $d_1^* - d_2^*$ варьировалась только скорость от 6,6 до 6,8 км/сек. В окончательных вариантах она принята равной 6,8 км/сек. Это значение объясняло близость амплитуд вертикальных отражений для границ d_1^* и d_2^* .

Структура нижней части коры, области между границами d_2^* и M , определялась последовательным перебором, так как ограниченная точность значений эффективных скоростей допускает некоторое варьирование пластовых скоростей.

При выборе скоростных контрастов на границах как основных слоев, так и пропластков ориентировались на соотношение интенсивностей отраженных волн и рефрагированной в фундаменте волны, принимаемой нами за опорную. Составление расчетных соотношений, получаемых при различных вариантах строения нижней части коры, с экспериментальными значениями показало, что скоростной контраст как на границе M , так и на границе d_2^* должен быть порядка 0,9–0,92, а скорость в слое $(d_1^* - d_2^*)$, следовательно, составлять 6,6–6,8 км/сек.

По кинематическим параметрам поля отраженных волн мы установили, что слои земной коры могут включать пропластки промежуточной мощности.

Модели с расчленением нижней части коры на пропластки, в которых скорость последовательно увеличивается с глубиной, не подходят, так как дают слишком малые амплитуды отраженных волн от промежуточных границ. Для них, кроме того, отношения интенсивностей волн групп P_1^0 и $P_{отр}^M$ становятся равными 1 лишь на расстояниях более 50–70 км, в то время как по наблюдаемым данным это расстояние должно быть не более 30–40 км.

С целью объяснения сравнительно большой интенсивности вертикальных отражений рассматривались модели с инверсией скоростей в слоях, т.е. модели с чередованием слоев с повышенной и пониженной скоростями. С точки зрения геохимии (Ярошевский, 1970; и др.) такое строение нижней части коры возможно. При инверсионной слоистости интенсивность вертикальных отражений определяется скоростным контрастом на границе, а положение начальной точки – перепадом между скоростью ниже границы и скоростью в слое повышенной скорости над границей.

Перебор и анализ динамических характеристик волн для серии моделей позволил нам ограничить пределы скоростных контрастов для промежуточных границ в слое d_2^* и M и затем подобрать их более точно для каждой из зон с учетом особенностей соответствующих им волновых полей.

Мы здесь не рассматривали области закритических отражений, где образуется сложное интерференционное колебание. В этот цуг колебаний включаются не только простые отраженные волны, но и некоторые типы частичнократных волн в осадочной толще, на промежуточных границах внутри коры и т.д.

Различные типы наших теоретических моделей дают весьма близкие значения кажущихся скоростей в закритической области, которые подчиняются основному закону — скорость для асимптоты отраженной волны равна скорости в слое над границей, который имеет наибольшую скорость в разрезе. Поэтому для наших моделей волны P_2^* должны были бы иметь скорости 6,8 км/сек, а $P_{отр}^M$ — скорости около 7,4 км/сек. Однако в связи с прерывистостью корреляции волн, наблюдаемых в натуре для закритической области, и сильно интерференционным характером этих волн, о чем, в частности, свидетельствует резкое понижение преобладающих частот, здесь можно ожидать заметное влияние эффекта понижения скорости вследствие незаметного перехода при корреляции с волны на волну. Особенное понижение скорости можно ожидать вследствие доминирования по амплитуде отраженных волн от более мелких границ (Косминская, 1968; Fuchs, 1970). Есть и другие объяснения малых кажущихся скоростей закритических отражений волн $P_{отр}^M$, например анизотропия (Егоркин, 1971).

Сравнение расчетных характеристик волн для серии моделей с экспериментальными показало, насколько трудно объяснить, чем вызвана относительно большая по сравнению с уровнем в критической области интенсивность докритических отражений. Мы попытались решить этот вопрос на основе сопоставления величин наблюдаемых амплитуд волн $P_{отр}^M$ и волн P_1^0 .

Это сравнение говорит о том, что в Узбекистане (а возможно, и в других районах) интенсивность отраженных волн в области начальной точки несколько ниже, чем можно было бы предполагать на основе теоретических расчетов для выбранного типа моделей, удовлетворяющих наблюдаемым отношениям амплитуд волн P_1^0 и $P_{отр}^M$ вблизи источника.

При анализе моделей мы также обсуждали вопрос о влиянии градиентности в коре на волны $P_{отр}^M$ и P_2^* . Наличие градиента скорости приводит к возникновению предельных точек для отраженных волн, однако при принятых нами градиентах (0,05 км/сек/км) эти точки будут отодвинуты достаточно далеко (более 200 км от источника). На этих удалениях интенсивность отражений даже при отсутствии градиентов падает так значительно, что выходит за пределы динамического диапазона записи, который рассчитан на регистрацию первых волн и отраженных волн групп P_2^* и $P_{отр}^M$.

Особо был рассмотрен вопрос о частотах. Нужно было объяснить причину наблюдаемого понижения частот волн $P_{отр}^M$ в области начальной точки. Для этого мы воспользовались расчетами Н.С. Смирновой и В.Ф. Червени, подробно проанализированными Шао Сюэ-чжуном (1966). В работе предложена методика анализа частотного спектра интерференционной волны $P_{отр}^M$ для любых заданных параметров на границе. Следуя ей, мы получили, что при перепаде скоростей на границе $M \pi = 0,9$ частота интерференционной волны на интервале в 30 км от начальной точки уменьшается от 15 до 10 гц или от 12,5 до 8 гц.

Таким образом, наблюдаемый факт уменьшения частот волн может быть объяснен явлениями интерференции отраженной и преломленной волн в критической области.

Рассмотрим теперь подробнее модели нижней части коры, подобранные нами для каждой из зон.

В зоне поднятий (рис. II.23) главным индикатором близости модели к экспериментальным данным было совпадение области равенства амплитуд групп P_1^0 и $P_{отр}^M$ на расстояниях 20–40 км и отношения амплитуд в экстремальных точках графика $A(R)$ волны $F_{отр}^M$. Сравнение кривых показывает их хорошее совпадение в пределах экспериментального разброса ($\Delta \ln A = \pm 0,3$). В теоретические кривые, рассчитанные по программе Т.Б. Яновской (1966) для данной модели, были введены приближенные поправки за интерференцию в области начальной точки. Для этого было рассчитано смещение максимума кривой отраженных волн, а величина амплитуды вычислялась как среднее арифметическое из амплитуды для исправленного расстояния и амплитуды максимума в геометрической начальной точке (см. рис. II.23).

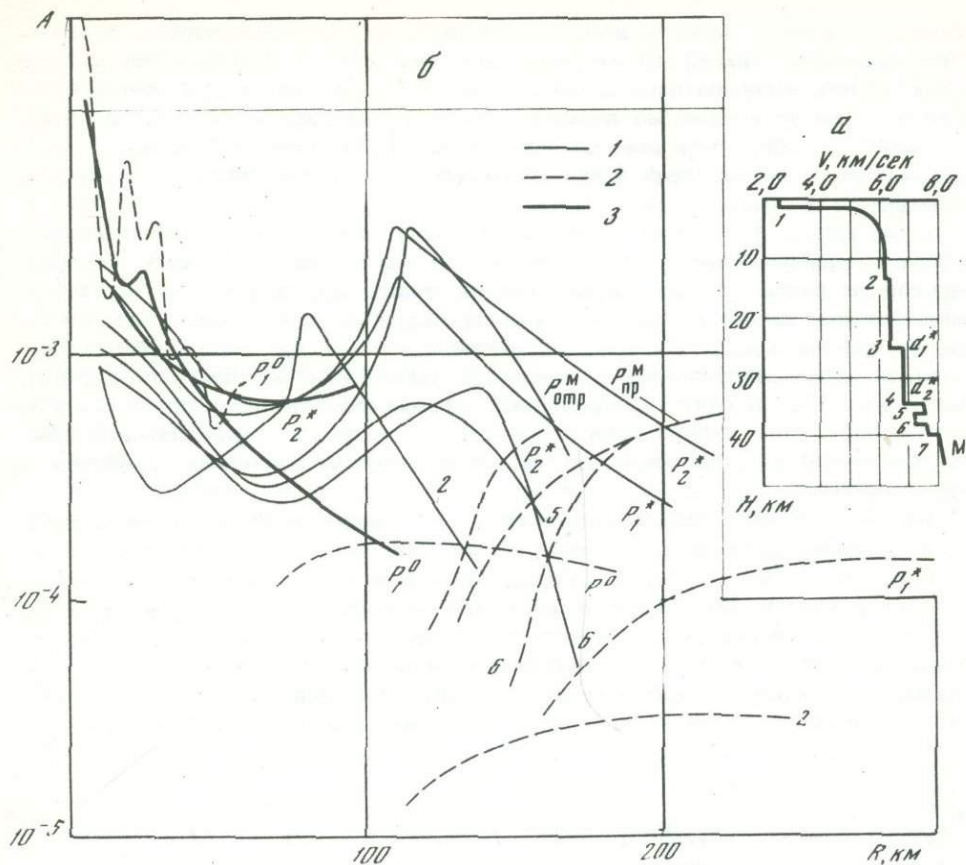


Рис. II, 24. Модель земной коры для зоны ступени (а) и сопоставление (б) теоретических кривых отраженных (1) и преломленных (2) волн с экспериментальными кривыми для волн групп P^0 и P_2^* (3)

Индексы и номера кривых соответствуют индексам и номерам границ модели

СССР, свидетельствует об определенных скоростных этапах или уровнях скоростей в разрезе коры. Можно предположить, что между этими уровнями, т.е. внутри толстых слоев, существуют некоторые весьма протяженные, возможно линзообразные, тела, являющиеся отражающими границами. Ограниченная область прослеживания отражений обусловлена вариацией каких-либо параметров этих линз — их толщины, плотности, скорости, состава и т.д.

По нашим данным, мы выбрали в пределах первого класса два возможных типа сейсмических сред в виде сложных переходных зон: тонкослоистые пачки со случайным распределением параметров и чередование слоев промежуточной мощности с инверсией скоростей. Эти две модели не являются уж столь альтернативными, так как в них в сущности меняется лишь толщина пропластков. Для того чтобы отдать предпочтение одному из них, возможно, надо искать связь с геологическим развитием регионов. Например, можно допустить, что в более древних стабильных областях утоньшение коры является следствием уплотнения и соответственно утонения отдельных слоев до масштабов тонкой слоистости, а в более молодых областях в коре имеют место слои промежуточной мощности.

Аналогичные модели зоны перехода от коры к мантии со слоями толщиной 2–3 км были предложены, например, на основе анализа за критических отраженных волн для Альп (Giese, 1972) и по данным детальных сейсмологических наблюдений для Восточного Узбекистана (Бутовская, 1970). Исследования в этом направлении сейчас только начинают развиваться. В этом плане

полученные нами модели представляют интерес для уточнения разреза зоны перехода от коры к мантии, которая ранее, без учета всех деталей поля докритических отраженных волн и их динамических особенностей, представлялась в виде двух резких границ первого порядка.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Главная методическая задача работы – подробный количественный анализ динамики и кинематики поля докритических отражений и выяснение возможности использования различных параметров отдельных компонент поля – групп волн и волн в группах для уточнения скоростной модели коры. Основной геофизической проблемой было изучение особенностей структуры низов коры в двух различных тектонических зонах – в областях Бухарской ступени и Кызылкумских поднятий.

Основными итогами работы являются следующие.

1. Обобщение и анализ теоретических расчетов динамики отраженных волн для границ разных типов.

Принятая классификация границ использована для систематизации и анализа экспериментальных материалов ГСЗ, полученных как в ряде районов СССР и за рубежом, так и в Узбекистане при непосредственном участии автора.

2. Обобщение расчетных данных о динамических параметрах границы М и составление сводной таблицы этих параметров с учетом условий Узбекистана.

3. Подробный анализ кинематических и динамических характеристик сложного штрихового поля в Узбекистане и выявление его характеристических особенностей для двух тектонических зон. Количественная оценка параметров основных групп глубинных волн.

4. Изучение спектральных характеристик взрыва по записям контрольной станции и выявление доминирующего влияния спектра взрыва на спектры всех колебаний на сейсмограмме, что затрудняет использование частотного критерия при определении типа границ по докритическим отражениям.

5. Выбор типа структуры нижней части коры, удовлетворяющей особенностям полей, наблюдаемых в двух тектонических зонах Узбекистана на основе обобщенных графиков амплитуд и внутреннего строения групп волн P_2^* и $P_{отр}^M$, соответствующих границам, расположенным на глубинах около 35 и 40 км.

В выбранных моделях обе эти границы являются границами первого порядка со скачком скоростей порядка 0,9, а область между ними состоит из слоев промежуточной толщины (1–2 км). Такая модель зоны перехода от коры к мантии объясняет основные черты волнового поля. Модель такого типа может быть принята и для других групп отражений, например, для P_1^* и $P_{отр}^M$.

Отсюда можно заключить, что сложное расслоение земной коры, информацию о котором мы можем получить, анализируя докритические отражения, в первом приближении может быть представлено совокупностью слоев разной толщины, на границах которых происходит скачок скорости. Возможны также границы в виде тонкослоистых случайных пачек.

В тех случаях, когда группы отраженных волн невыразительны, можно говорить о рассеянной, в среднем равномерной, слоистости коры. При четких группах можно, очевидно, выделить выдержанную границу.

Использованный в работе подход к анализу экспериментальных данных о докритических отражениях и полученные уточненные модели показывают, насколько сложным является вопрос изучения тонкой структуры земной коры и насколько необходимо введение в методику ГСЗ современных приемов сейморазведки, которые позволили бы более надежно выделять и проследивать глубинные отражения в докритической области.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П. Тектонические зоны Камчатки. - Геология и геофизика, 1972, № 4.
- Авербух А.Г. Распознавание рефракционированных волн. - Прикладная геофизика, 1965, вып. 45.
- Аверьянов А.Г., Вейцман П.С., Гальперин Е.И. и др. Основные характеристики глубинных волн, зарегистрированных при работах по глубинному сейсмическому зондированию в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. - В сб.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 282.
- Аверьянов А.Г. Моделирование сейсмических волн в слоисто-неоднородных средах на двухмерных моделях. М., "Наука", 1969.
- Аверьянов А.Г., Косминская И.П., Ярошевская Г.А. Динамические характеристики глубинных волн для некоторых моделей земной коры. - В сб.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964.
- Алексеев А.С. О кинематических и динамических свойствах глубинных волн в случае некоторых теоретических моделей земной коры. - В сб.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Алексеев А.С., Вольвовский И.С., Ермилова Н.И. и др. К вопросу о физической природе некоторых волн, регистрируемых при ГСЗ. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, № 11.
- Алексеев Б.В., Жильцов Э.Г., Суворов А.А., Куликов А.А. Новые данные о глубинном строении земной коры в районе южных Курильских островов. - Геология и геофизика, 1972, № 4, 107.
- Андреев Б.А. Глубинное сейсмическое зондирование. - В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Недра", 1966.
- Апрелков С.Е., Жегалов Ю.В. О вулканических поясах Камчатки. - Геотектоника, 1972, № 2, 102.
- Аптикаев Ф.Ф. Сейсмические колебания при землетрясениях и взрывах. М., "Наука", 1969.
- Афанасьев Г.Д. Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 11.
- Афанасьев Г.Д. Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретация в отношении состава и строения земной коры. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 5.
- Баранова Е.П. Структура земной коры Степного Крыма. - Материалы IV науч.-техн. конф. молодых геофизиков Украины. Киев, "Наукова думка", 1971, с. 92.
- Барк К. Алеутская островная дуга и континентальная окраина Аляски. - В сб.: Окраины континентов и островные дуги. М., "Мир", 1970, с. 178.
- Безроднов А.Н. Влияние сложных границ раздела на динамику преломленных волн. - Узбекский геол. журн., 1966, № 5.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е, переработ. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука", 1966.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., "Наука", 1968.
- Белоусов В.Г., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Рябой В.З. Экспериментальные исследования по регистрации глубинных отраженных волн. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1962, № 8.
- Беляевский Н.А., Борисов А.А. Возможная роль основных интрузий в магматической активизации платформы и древних складчатых сооружений. - В сб.: Труды тектонического совещания, 2. М., "Наука", 1964.
- Беляевский Н.А., Петрушевский Б.А. Основные проблемы геологии зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана. - В сб.: Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий (Труды сессии Отд. наук о Земле АН СССР). М., "Наука", 1968.

- Беляевский Н.А. Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным). - Бюл. МОИП, отд. геол., 1969, XLIV (2).
- Беляевский Н.А., Вольвовский И.С., Рябой В.З. Сейсмическая расчлененность земной коры и верхней части мантии. - В сб.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука", 1971.
- Берзон И.С., Епинатьева А.М., Парийская Г.Н., Стародубровская С.П. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Берзон И.С. Об использовании в сейсмологии методов интерпретации волновых полей, разработанных в сейсморазведке. - Геофиз. сборник, № 15. Киев, "Наукова думка", 1966.
- Берзон И.С. Анализ спектральных характеристик тонкослоистых пачек. - В сб.: Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. М., "Наука", 1967.
- Берзон И.С., Вейцман П.С., Пасечник И.П., Ратникова Л.И. Волновые поля для тонкослоистых моделей области перехода от коры к мантии. - Геофиз. сборник, № 31. Киев, "Наукова думка", 1969.
- Берзон И.С., Вейцман П.С., Галкин И.Н. О различии некоторых классов моделей коры по характеристикам продольных сейсмических волн. - Геофиз. сборник, № 43. Киев, "Наукова думка", 1971, 23.
- Берзон И.С., Кац С.А., Костенич В.И., Ратникова Л.И. Отраженные и проходящие волны для пачек слоев случайной структуры в квазиоднородной среде. - В сб.: Сейсмические волны в тонкослоистых средах. М., "Наука", 1973.
- Берснев И.И. О типе океанической коры в пределах акваторий морей западной части Тихоокеанского бассейна. - В сб.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Труды IX сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока ДНИ АН СССР (тезисы докл., вып. 5). Южно-Сахалинск, Изд. СахКНИИ, 1972, с.3.
- Бессонова Э.Н., Михота Г.Г. Об интерференционных головных волнах. - В сб.: Некоторые прямые и обратные задачи сейсмологии. М., "Наука", 1968, с. 263.
- Богданов Н.А. Палеозойские геосинклинали Тихоокеанского пояса. - Сб.: Тектоника Тихоокеанского пояса. Тезисы докладов совещания при тектоническом комитете. М., Изд. АН СССР, 1973, с. 7.
- Болдырев С.А. О схеме распределения скорости упругих волн в области смыкания Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. - Докл. АН СССР, 1974, 215, № 2, 331.
- Бутовская Е.М. Глубинное строение и некоторые особенности энергетики земной коры Восточного Узбекистана (по данным сейсмологических методов исследования). Автореф. докт. дис. Ташкент, Ин-т геологии и геофизики АН УзССР, 1970.
- Васильковский Н.П. Особенности строения и развития северо-западного сектора Тихоокеанского пояса (с позиции необратимого развития земной коры). - В сб.: Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих территорий. М., "Наука", 1968.
- Вейцман П.С. Северо-восточная часть Курило-Камчатской зоны Тихого океана. - В сб.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964, с. 229.
- Власов Г.М., Жегалов Ю.В., Яромлюк В.А. Некоторые важнейшие вопросы тектоники Камчатки. - Сов. геол., 1962, № 6.
- Геология СССР, т. XXXI. Под ред. Г.М. Власова. М., "Недра", 1964.
- Вожжова Н.Н., Чамо С.С. Отражающие свойства сейсмических границ в Западно-Туркменской депрессионной области. - В сб.: Природа сейсмических границ. М., "Наука", 1971.
- Вольвовский И.С. Сейсмические исследования земной коры запада Средней Азии. Автореф. канд. дис. Ашхабад, ИФЗ АН СССР, 1963.
- Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Рябой В.З. Лабораторное применение метода РНП для интерпретации материалов ГСЗ. - Развед. и промысл. геофиз., 1964, вып. 36.
- Вольвовский И.С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., "Недра", 1973.
- Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Изд. ЛГУ, сб. I. 1957; сб. II, III, 1959.
- Гальперин Е.И. Кинематические особенности кратных волн, связанных с глубинными границами. - В сб.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964, с. 21.
- Гамбурцев Г.А., Ризниченко Ю.В., Берзон И.С. и др. Корреляционный метод преломленных волн. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Геологическое развитие Японских островов. М., "Мир", 1968.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Глубинное сейсмическое зондирование Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М., "Наука", 1971.
- Гнибиденко Г.С. Структура и эволюция земной коры северо-западной части Тихоокеанского пояса. - В сб.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Тру-

- ды IX сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока ДНЦ АН СССР (тезисы докл., вып. 5). Южно-Сахалинск, Изд. СахКНИИ, 1972, с. 6.
- Годин Ю.Н., Иванова Н.П., Тагай Е.Д. Опыт использования отраженных волн для исследования глубинного строения земной коры. - Учен. зап. МГУ, вып. 18, 1961.
- Гольцман Ф.М. Основы теории интерференционного приема регулярных волн. М., "Наука", 1964.
- Горячев А.В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской складчатой зоны. М., "Наука", 1966.
- Григорьев С.М. Роль воды в образовании земной коры. М., "Недра", 1971.
- Гурарий Г.З., Соловьева И.А. Строение земной коры по геофизическим данным. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гурвич И.И. Определение спектра сейсмического импульса взрыва вблизи очага по экспериментальным данным. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1967, № 11.
- Гутерх А. Кинематика и динамика сейсмических волн для некоторых неоднородностных моделей континентальной земной коры. Варшава, Изд. Польской АН, 1972.
- Давыдова Н.И., Шварц Я.Б., Ярошевская Г.А. Волновая картина при глубинном сейсмическом зондировании на профиле Магадан-Кольма. - В сб.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 133.
- Давыдова Н.И., Шварц Я.Б., Ярошевская Г.А. Материковый профиль Магадан-Кольма. - В сб.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964, с. 117.
- Давыдова Н.И. Возможности метода ГСЗ при изучении свойств глубинных сейсмических границ. - В сб.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., "Наука", 1972, с. 5.
- Давыдова Н.И., Иванцов Ю.Ф., Таль-Вирский Б.Б. и др. Свойства глубинных сейсмических границ в Западном Узбекистане. - В сб.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., "Наука", 1972.
- Давыдова Н.И., Косминская И.П., Капустян Н.К., Михота Г.Г. Модели земной коры и границы М. - Геофиз. сборник, № 51. Киев, "Наукова думка", 1973.
- Джеймс Д.Е., Стейнхарт Д.С. Глубинное строение континентальных областей. Перев. с англ. - В сб.: Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. Новосибирск, ИГТ СО АН СССР, 1972, с. 8 (ротапринт).
- Дикенштейн Г.Х. Тектоника и нефтегазоносность Средней Азии. Л. Гостоптехиздат, 1958.
- Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б., Шараськин А.Я., Сорохтин О.Г. К вопросу о природе основных слоев земной коры океанического типа. - В сб.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. П. М., "Наука", 1972, с. 216.
- Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин А.Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии. - Геохимия, 1972, № 10, 1155.
- Дружинин В.С., Беликова Д.А., Рыбалка В.М. Отражающие свойства границы М на восточной окраине Русской платформы. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1970, № 8.
- Егоркин А.В. Способы определения скоростных параметров разреза земной коры по годографам отраженных волн. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1966, № 11.
- Егоркин А.В. О скоростной характеристике кристаллической части земной коры. - В сб.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука", 1971.
- Епинатьева А.М. Изучение продольных сейсмических волн, распространяющихся в некоторых реальных слоистых средах. - Труды ИФЗ АН СССР, № 14, 1960.
- Епинатьева А.М., Куценко Э.Я. Сейсмические волны в реальных средах с малым градиентом скорости. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1968, № 5, 20.
- Епинатьева А.М. О рефрагированных и отраженных волнах в земной коре. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, № 3, 38.
- Епинатьева А.М. Физические основы сейсмических методов разведки. М., Изд-во МГУ, 1970.
- Епинатьева А.М., Юхнин Н.Ф. Головные волны от границы с переходным слоем. - Геофиз. сборник, № 36. Киев, "Наукова думка", 1970.
- Епинатьева А.М., Невский М.В., Попова О.Г., Юхнин Н.Ф. Головные волны от толстых слоев по данным полевых экспериментов. - Геофиз. сборник, № 52. Киев, "Наукова думка", 1973.
- Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Геоморфологическая карта подводной части Курило-Камчатской дуги. - В сб.: Океанологические исследования, № 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Зверев С.М. Частотные особенности взрывов при ГСЗ на море. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1962, № 3.
- Зверев С.М. Сейсмические исследования на море. М., Изд-во МГУ, 1964.
- Зверев С.М., Тулина Ю.В. Некоторые результаты детального изучения строения земной коры южной части Курильской островной дуги методом ГСЗ. - В сб.:

Вулканизм и глубинное строение Земли. М., "Наука", 1966.

Зверев С.М., Лившиц М.Х. Сейсмические исследования в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1967, № 3.

Зверев С.М. Тонкая структура верхней мантии некоторых участков Тихого океана по данным ГСЗ. - В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1970.

Зверев С.М., Тулина Ю.В. Особенности глубинного строения Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. - В сб.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М., "Наука", 1971, с. 263.

Капцан А.Д., Елинятова А.М. О некоторых особенностях волн, распространяющихся в градиентных средах. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1967, № 12.

Киселева Л.Г. О природе сейсмических волн в зоне Ханкайского массива (по данным ГСЗ). - Геология и геофизика, 1972, № 5.

Кондратьев О.К. Рефрагированные сейсмические волны и их экспериментальное изучение в Антарктиде. Автореф. канд. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1963.

Косминская И.П. Анализ зон интерференции сейсмических волн. - Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1956, № 35 (162).

Косминская И.П., Кракшина Р.М. О закритических отражениях от границы Мохоровичича. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1961, № 6.

Косминская И.П. Классификация структур земной коры по сейсмическим данным. - Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1963, № 10.

Косминская И.П., Кракшина Р.М., Павлова И.Н. Северная и центральная части Охотского моря. - В сб.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964, с. 128.

Косминская И.П. Районирование области исследований по типам сейсмических материалов. - В сб.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964а, с. 12.

Косминская И.П. Прикомандорские участки Берингова моря и Тихого океана. - В сб.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964б, с. 264.

Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С., Тулина Ю.В. Общие черты строения переходной зоны. - В сб.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964, с. 274.

Косминская И.П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры

и верхней мантии. Развитие основ метода. М., "Наука", 1968.

Кузин И.П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М., "Наука", 1974.

Куи В.В., Подъяпольский Г.С. Особенности сейсмических волн, соответствующих слою конечной мощности. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1973, № 6, 33.

Кропоткин П.Н. Происхождение материков и океанов. - Природа, 1956, № 4.

Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1965.

Кропоткин П.Н. О возрасте и происхождении океанов. - В сб.: История Мирового океана. М., "Наука", 1971.

Левин А.Н. Теоретические сейсмограммы отраженных волн в случае градиентного слоя, покрывающего однородное полупространство. - Прикладная геофизика, 1972, № 65.

Лешух Ф.А. Применение метода регулируемого направленного приема сейсмических волн при исследовании глубинного строения земной коры. - Геофиз. сборник, № 25. Киев, "Наукова думка", 1968.

Литвинов Э.М. О возможной природе глубоководных котловин окраинных морей. - В сб.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., Научно-иссл. ин-т геологии Арктики, 1971, с. 33; 36.

Лоссовский Е.К., Харитонов О.М. Об интенсивности суммарных многократно-отраженных волн при ГСЗ. - Геофиз. сборник, № 34. Киев, "Наукова думка", 1970.

Лоссовский Е.К., Дедюра В.А. Опыт численного моделирования процесса распространения сейсмических волн в многослойной земной коре. - Геофиз. сборник, № 41. Киев, "Наукова думка", 1971.

Лоссовский Е.К. Суммарные многократно-отраженные волны и надежность глубинных построений в ГСЗ. - Геофиз. сборник, № 48. Киев, "Наукова думка", 1972.

Майоров В.В. Выбор расстояний между зарядами в группе. - Развед. и промысл. геофиз., 1963, № 47.

Марков В.К., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н. Распознавание в расплаве ультраосновного щелочного состава. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1973, № 1, 3.

Меланхолина Е.Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. - Труды ГИН АН СССР, вып. 244. М., "Наука", 1973.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. О характере эволюции земной коры в ходе геофизической истории. Тезисы докл. совещ. по пробл. тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.

- Милашин А.П. О различиях в структуре земной коры морей и океанов. — В сб.: Морская геология и геофизика, вып. 2. Л., "Недра", 1971.
- Михайлова Н.Г., Парийский Б.С., Сакс М.В. Спектральные характеристики пачек слоев. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1966, № 1.
- Михота Г.Г. Спектры и интенсивность глубинных волн. — В сб.: Материалы международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, "Наукова думка", 1969, с. 118.
- Мишенькин Б.П. Теоретические сейсмограммы отраженных волн от линейного переходного слоя при произвольном угле падения. — В сб.: Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. М., "Наука", 1970.
- Молотова Л.В. О зависимости частотных спектров сейсмических колебаний от условий взрыва. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 12.
- Мошинский И.Б. Влияние криволинейности границы Мохоровичича на интенсивность отраженных волн. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1970, № 6.
- Муратов М.В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного. — Геотектоника, 1972, № 5, 22.
- Мураучи С. Обновление островных дуг и тектоника окраинных морей. — В сб.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Труды СахКНИИ, вып. 33, Южно-Сахалинск, Дальневосточное книж. изд-во, 1972, с. 47.
- Непрочнов Ю.П. О выборе оптимальных условий взрыва при морских сейсмических исследованиях методом преломленных волн. — Развед. и промысл. геофиз., 1960, № 35.
- Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974.
- Павленкова Н.И., Смелянская Т.В. Характеристика сейсмических границ в земной коре. — В сб.: Природа сейсмических границ. М., "Наука", 1971.
- Павленкова Н.И. Волновые поля и модель земной коры. Киев, "Наукова думка", 1973.
- Павлова И.Н. Южная часть Охотского моря. — В сб.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964, с. 180.
- Павлов В.А. Некоторые возможности обработки сейсмической информации, введенной в ЭВМ путем экстремального кодирования. — Вычислит. и прикладн. математика (Ташкент), 1970, № 1.
- Павлов Ю.А., Юнов А.Ю. О соотношении процессов континентализации и океанизации земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. — В сб.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Труды IX сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока ДНИИ АН СССР (тезисы докл., вып. 5). Южно-Сахалинск, Изд. СахКНИИ, 1972, с. 24.
- Петрушевский Б.А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., "Наука", 1964.
- Попов А.А., Аргентов В.В., Оспанов А.Б. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры юго-западного Приморья. — В сб.: Глубинная структура Дальневосточных морей и островных дуг. Труды СахКНИИ, вып. 33, Южно-Сахалинск, Дальневосточное книж. изд-во, 1972.
- Потапьев С.В., Синюков А.Н., Корнеев В.Г. К методике полевых сейсмических работ с бомбометанием. — Геология и геофизика, 1972, № 7, с. 82.
- Пузырев Н.Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостехиздат, 1959.
- Ризниченко Ю.В. Сейсмические скорости в слоистых средах. — Изв. АН СССР, 1947, № 2, 153.
- Рудич Е.М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Рябой В.З. Кинематические и динамические характеристики глубинных волн, связанных с границами в земной коре и верхней мантии. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1966, № 3.
- Рябой В.З., Береза Г.В. Некоторые результаты изучения абсолютной чувствительности низкочастотных сейсмоприемников. Экспресс-информ. М., ВИЭМС, № 91, 1971 (рогапринт).
- Рябой В.З. Исследование неоднородностей строения верхней мантии территории СССР сейсмическими методами. Автореф. докт. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1975.
- Сергеев К.Ф. Некоторые соображения о природе поверхности Мохоровичича Курильской островной системы. — В сб.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Тезисы докладов на IX сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока АН СССР, № 9. Южно-Сахалинск, Изд. СахКНИИ, 1972, с. 37.
- Смирнова Н.С. Вычисление волновых полей в окрестности особых точек. — В сб.: Вопросы динамич. теории распростр. сейсмич. волн., № 6. Л., Гостехиздат, 1962.
- Смирнов Я.Б., Попова А.К. Тепловой поток через дно Тихого океана. — В сб.: Тихий океан. Геофизика дна. М., "Наука", 1974, с. 147.
- Соловьев О.Н., Гайнанов А.Г. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского мате-

рика к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги. - Сов. геол., 1963а, № 3.

Соловьев О.Н., Гайнанов А.Г. О природе магнитных аномалий в области перехода от Азиатского материка к Тихому океану. - Докл. АН СССР, 1963б, 151, № 6.

Сорохтин О.Г., Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б. Возможный механизм образования земной коры. - Докл. АН СССР, 1971, 199, № 2.

Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М., "Наука", 1974.

Старобинец А.Е. Об отраженных от поверхности Мохоровичича волнах в докритической области вблизи начальной точки, регистрируемых попутно при региональных исследованиях КМПВ. - В сб.: Разведочная геофизика, № 54. М., "Недра", 1972, с. 36.

Стародубровская С.П., Макушкина Т.С., Вилкова Э.В. Физические предпосылки использования динамики отраженных волн для изучения некоторых пачек слоев. - В сб.: Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. М., "Наука", 1967.

Стрельцов М.И. О дислокации южной части Курильской островной дуги. - Геология и геофизика, 1973, № 4, 61.

Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964.

Субботин С.И. О причинах тектонических движений и магматизме. - Геофиз. сборник, № 2(4). Киев, "Наукова думка", 1962.

Субботин С.И., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. и др. Некоторые вопросы строения и эволюции земной коры. - В сб.: Строение земной коры центральной и юго-восточной Европы. Киев, "Наукова думка", 1971, с. 257.

Суворов А.А., Туезов И.К., Жильцов Э.Г. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры в северной части Японского моря. - Геология и геофизика, 1968, № 9, 59.

Сычев П.М. Геологическая природа гравитационных аномалий дальневосточных морей (Японского, Охотского и Берингова) и северо-западной части Тихого океана. - В сб.: Глубинная структура Дальневосточных морей и островных дуг. Труды СахКНИИ, вып. 33. Южно-Сахалинск, Дальневосточное книжн. изд-во, 1972, с. 261.

Таль-Вирский Б.Б. Тектоника нефтегазоносных областей Западного и Южного Узбекистана. Автореф. канд. дис. Ташкент, Ин-т геологии АН УзССР, 1964.

Туезов И.К. Строение земной коры северо-западного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану (в свете геофизических данных). Автореф.

докт. дис. Южно-Сахалинск, ИГТ СО АН СССР, 1972.

Тулина Ю.В., Миронова В.И. Южный и центральный участки Прикурильской зоны Тихого океана. - В сб.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964, с. 199.

Тулина Ю.В. Детальные сейсмические исследования земной коры у южных Курильских островов. - В сб.: Строение и развитие земной коры Советского Дальнего Востока. М., "Наука", 1968.

Тулина Ю.В., Трескова Ю.А., Биккенина С.К. и др. Строение земной коры некоторых участков Японского моря и Татарского пролива по данным глубинного сейсмического зондирования. - В сб.: Морская геология и геофизика, I. Рига, "Зинатне", 1970, с. 115.

Тулина Ю.В., Зверев С.М., Харлов Э.М. и др. Общая характеристика полученных материалов. - В сб.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М., "Наука", 1971, с. 50.

Тулина Ю.В., Старшинова Е.А., Миронова В.И. Сб. "Глуб. сейсм. зондирование...". М., "Наука", 1971, с. 75.

Тулина Ю.В., Жильцов Э.Г., Миронов В.И. и др. Сб. "Глуб. сейсм. зондирование...". М., "Наука", 1971, с. 166.

Тулина Ю.В., Красильщикова Г.А., Зверев С.М. Сб. "Глуб. сейсм. зондирование...". М., "Наука", 1971, с. 225.

Тулина Ю.В., Зверев С.М., Михота Г.Г., Зайцева Е.Н. Особенности волн от поверхности Мохоровичича на океане и в переходной зоне. - В сб.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., "Наука", 1972, с. 50.

Тулина Ю.В., Зверев С.М., Красильщикова Г.А. Земная кора и верхи мантии в области фокальной зоны у Восточной Камчатки. - В сб.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., "Наука", 1972, с. 66.

Тулина Ю.В. Особенности волновых полей и глубинного строения в областях сочленения земной коры разных типов на примере Дальневосточной переходной зоны. Автореф. канд. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1973.

Удинцев Г.Б., Яншин А.Л. Структуры морского и океанического дна. - В сб.: Тектоника Европы. М., "Наука", 1968.

Уломов В.И. Глубинное строение земной коры Юго-Востока Средней Азии. Ташкент, "ФАН", 1966.

Утнасин В.К. Сейсмические модели и глубинное строение земной коры Ключевской группы вулканов. Автореф. канд. дис. Новоалександровск, ДВНЦ АН СССР, 1974.

Федотов С.А., Болдырев С.А. О зависимости поглощения объемных волн от

- частоты в коре и верхней мантии Курильско-островной дуги. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, № 9, 17.
- Федотов С.А., Славина Л.Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1964, № 8.
- Фурсов А.Н., Ярошевская Г.А. Опыт регистрации глубинных волн станцией промежуточной магнитной записи. — В сб.: Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. М., "Наука", 1964.
- Фурсов А.Н. Опыт применения станции с магнитной записью в ГСЗ. — Развед. и промысл. геофиз., 1971, № 44.
- Халтурин В.И., Урусова Н.В. Оценка поглощения продольных и поперечных волн в земной коре по наблюдениям над местными землетрясениями. — Труды ИФЗ АН СССР, 1962, № 25.
- Халтурин В.И. Амплитуды и периоды сейсмических волн от землетрясений. Автореф. канд. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1966.
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Некоторые основные вопросы строения и тектонической истории северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. — Вест. МГУ, геология, 1972, № 6.
- Херси Д. Морские геофизические исследования в Вест-Индии. — В сб.: Крайние континентов и островные дуги. М., "Мир", 1970, с. 168.
- Целелев Н.В. Об отражении упругих волн в неоднородной среде. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1959, № 1.
- Чамо С.С., Епинатьева А.М., Вожжова Н.Н. Многослойность разрывов земной коры и природа сейсмических волн вдали от источника. — Труды VII Всес. науч.-техн. геофиз. конф., региональная геофизика. М., 1972, с. 10.
- Чекин Б.С. Отражение и преломление сейсмических волн на слабой границе раздела. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1959, № 1.
- Чекин Б.С. Об отражении упругой сферической волны от неоднородного пространства. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 5.
- Чекунов А.В., Пустовалова Г.М. Использование докритических отражений при глубинном сейсмическом зондировании на южном склоне Украинского щита. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 2.
- Червени В.Ф., Епинатьева А.М. Амплитуды отраженных и головных волн при слоистой покрывающей толще. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1968, № 3.
- Чесноков Е.М., Глико А.О. Упругие характеристики однородной поперечно-изотропной модели строения мантии. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1973, № 3, 20.
- Шао Сюэ-чжун. Особенности сложной волны в области начальной точки для условий ГСЗ. Автореф. канд. дис. М., ИФЗ, АН СССР, 1966.
- Шор Дж. Островные дуги и континентальные окраины. — В сб.: Окраины континентов и островные дуги. М., "Мир", 1970, с. 185.
- Юхнин Н.Ф. Экспериментальные исследования интерференционных преломленных волн. Автореф. канд. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1973.
- Юхнин Н.Ф., Павлов А.Б. Преломленные волны от слоев с постоянной и переменной скоростью (по данным моделирования). М., ВИНТИ, 1972.
- Яновская Т.Б. Программа для расчета догографов и амплитудных кривых объемных волн в слоистой среде. — В сб.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, № 8. Л., Гос-топтехиздат, 1966.
- Ярошевский А.А. О происхождении ритмических структур изверженных горных пород. — Геохимия, 1970, № 5.
- Ярошевская Г.А. Опыт регистрации поперечных и обменных волн, образовавшихся на границах в земной коре. — В сб.: Сейсмические свойства границы Моховичича. М., "Наука", 1972.
- Ярошевская Г.А. Глубинные отраженные волны и модель земной коры по результатам ГСЗ в Западном Узбекистане. Автореф. канд. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1973.
- Archambeau C.B., Flinn E.A., Lambert D.G. The structure of the Upper Mantle. — J. Geophys. Res., 1969, 74, N 25.
- Behrens J., Gommlich G. Model investigations with respect to the interpretation of complicated seismic discontinuities. — Z. Geophys., 1972, 38, N. 3, 659.
- Berry M.J., West C.F. Reflected and head wave amplitudes in a medium of several layers. The Earth crust beneath the continents. Washington, 1966.
- Berry M.J., Fuchs K. Crustal structure of the Superior Grenville provinces of the Northeastern Canadian Shield. — B.S.S.A., 1973, 63, N 4.
- Bunce E.T., Fahlquist D.A. Geophysical investigation of the Puerto Rico trench and outer ridge. — J. Geophys. Res., 1962, 67, N 10, 3955.
- Bunce E.T., Phillips J.D., Chase R.L. Geophysical study of Antilles Outer Ridge, Puerto Rico Trench, and northeast margin of Caribbean Sea. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1974, 58, N 1, 106.
- Cerveny V., Jansky J. Amplitudes of body waves propagating in the Earth's crust. ESC Proc. Budapest Meeting, 1964, UJJ, 1965.
- Cerveny V., Ravindra R. Theory of seismic head waves. Univ. Toronto Press, 1971.
- Cerveny V., Zahradnik J. Amplitude-distance curves of seismic body waves

in the neighbourhood of critical points and caustics. - *Z. Geophys.*, 1972, 38, H. 3.

Clowes R.M., Kanasewich E.R., Cumming G.L. Deep crustal seismic reflections at near-vertical incidence. - *Geophysics*, 1968, 33, N 3.

Clowes R.M., Kanasewich E.R. Seismic attenuation and the nature of reflecting horizons within the crust. - *J. Geophys. Res.*, 1970, 75, N 32.

Den N., Hotta H., Asano Sh. a.o. Seismic refraction and reflection measurements around Hokkaido. Part I. Crustal Structure of the continental slope off Tokachi. - *J. Phys. Earth*, 1971, 19, N 4, 329.

Den N. Crustal structures in the Western Pacific ocean. - In: *The Crust and upper mantle of the Japanese Area. Part I, Geophysics*. Tokyo, 1972, p.57.

Dewey J.F., Bird J. Plate tectonics and geosynclines. - *Tectonophysics*, 1970, 10, N 5/6, 625.

Dickinson W.R. Plate tectonic models of geosynclines. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1971, 10, N 2, 165.

Dietz R.S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. - *Nature*, 1961, 190, N 4779, 854.

Dohr G., Fuchs K. Statistical evaluation of deep crustal reflections in Germany. - *Geophysics*, 1967, 32, N 6.

Dohr G. Reflexionsseismische Tiefensondierung. - *Z. Geophys.*, 1972, B.38, H. 2.

Fischer R. Middle America trench: topography and structure. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1961, 72, N 5.

Fischer R., Raitt R. Topography and structure of the Peru-Chile trench. - *Deep-Sea Res.*, 1962, 9, N 6.

Fuchs K. The reflection of spherical waves from transition zones with arbitrary depth-dependent elastic moduli and density. - *J. Phys. Earth*, 1968, 16, Spec. Issue.

Fuchs K. On the properties of deep crustal reflectors. - *Z. Geophys.*, 1969, 35, H. 2.

Fuchs K. On the determination of velocity depth distributions of elastic waves from the dynamic characteristics of the reflected wave fields. - *Z. Geophys.*, 1970, 36, H. 5.

Fuchs K. The method of stationary phase applied to the reflection of spherical waves from transition zones with arbitrary depth-dependent elastic moduli and density. - *Z. Geophys.*, 1971, 37, H. 1, 89.

Giese P., Visintini G. de. Ergebnisse des Lago Lagorai-E-Profile. - *Proc. Eighth Assembly Europ. Seismol. Comiss. Budapest*, 1968, p.95.

Giese P. The special structure of the P_mP travel-time curve. - *Z. Geophys.*, 1972, 38, H. 3.

Glover L. Geology of the Coamo Area, Puerto Rico, and its relation to the volcanic Arc-Trench Association. Washington, 1971.

Gupta R.N. Reflection of elastic waves from a linear transition layer. - *B.S.S.A.*, 1966, 56, N 2.

Hales A.L., Nation J.B. A crustal structure profile on the Agulhas bank. - *B.S.S.A.*, 1972, 62, N 4, 1029.

Iiezen B.C. The rift in the ocean floor. - *Scient Amer.*, 1960, 203.

Helmsberger D.V. The crust-mantle transition in the Bering Sea. - *B.S.S.A.*, 1968, 58, N 1, 179.

Hess H.H. History of ocean basins, in petrologic studies (Buddington volume). N.Y., Geol., Soc. America, 1962, 599.

Hirasawa T., Berry M.J. Reflected and head waves from a linear transition layer in a fluid medium. - *B.S.S.A.*, 1971, 61, N 1, 1.

Hotta H. Stability of the crust-mantle structures and tectonics of the Island arcs and trench system. - *J. Phys. Earth*, 1970a, 18, N 1, 79.

Hotta H. A crustal section across the Izu-Ogasawara arc and trench. - *J. Phys. Earth*, 1970b, 18, N 2, 125.

Isacks B., Oliver J., Sykes L. Seismology and new global tectonics. - *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, N 18, 5855.

Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. - *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 1, 2542.

Kind R. Long range propagation of seismic energy in the lower lithosphere. - *Z. Geophys.*, 1974, 40, H. 2, 189.

Kosminskaya I.P., Puzyrev N.N., Alekseev A.S. Explosion siesmology: its past, present and future. - In: *The Mantle*. A.R.Ritsema (Ed.). - *Tectonophysics*, 1972, 13, N 1-4, 309.

Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. - *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, N 12, 3661.

Liebscher H.J. Die Tungsversuche für die Struktur der tieferen Erdkruste nach reflexionsseismischen und gravimetrischen Messungen im Deutschen Alpenforland. - *Z. Geophys.*, 1964, 30, H. 2.

Ludwig W.J., Ewing J.I., Ewing M. a.o. Sediments and structure of the Japan trench. - *J. Geophys. Res.*, 1966, 71, N 8, 2121.

Marlow M.S., Scholl D.W., Bufington E.C., Alpha T.R. Tectonic history of the Central Aleutian Arc. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1973, 84, N 5, 1555.

Matuzawa T. On the crustal structure in north-east Japan by explosion seismic observations. - *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1959, 37, N 1, 123.

Meissner R. Multiple events in refraction shooting. - *Geophys. Prosp.*, 1965, XIII, N 4.

Meissner R. Exploring deep interfaces by seismic wide angle measurements. - *Geophys. Prosp.*, 1967, XV, N 4.

Mitchell A.H., Reading H.G. Evolution of island arcs. - *J. Geol.*, 1971, 79, N 3, 253.

Mizutani H., Hamano Y., Akimoto S. Elastic wave velocities of polycrystalline stichovite. - *J. Geophys. Res.*, 1972, 77, N 20, 3744.

- Morgan W.J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. — *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, N 6, 1959.
- Mueller S., Landisman M. Seismic studies of the Earth's crust in continents. — *G.J. R.A.S.*, 1966, 10, N 5.
- Murauchi S., Asanuma T., Hotta H. Studies of the continental slope off the Sanriku coast by seismic profiler survey. — *Mem. Nat. Sci. Museum*, 1968, 1, 37.
- Nakamura Y. Model experiments on refraction arrivals from a linear transition layer. — *B.S.S.A.*, 1964a, 54, N 1, 1.
- Nakamura Y. Head waves from a linear transition layer in a liquid. — *Geophys. Res.*, 1964b, 69, N 20, 963.
- Nakamura Y. Head waves from a transition layer. — *B.S.S.A.*, 1968, 58, N 3.
- O'Brien P.N.S. A note on normal incidence reflection from the Mohorovicic discontinuity. — *G.J.R.A.S.*, 1965, 9, N 5.
- Packam G.H., Falvey D.A. An hypothesis for the formation of marginal seas in Western Pacific. — *Tectonophysics*, 1971, 11, N 2, 79.
- Passechnik J.P. On detemining frequency dependence of absorption coefficient of longitudinal seismic waves propagating in the earth's mantle. — *Proc. Eighth Assembly Europ. Seismol. Comiss.*, Budapest, 1968.
- Raitt R. Geophysics of the South Pacific. — *Solid Earth and Interface Phenomena*, 1964, 2.
- Raitt R., Ficher R., Mason R. Tonga Trench. Crust of the Earth (a symposium). — *Geol. Soc. America, Spec. Paper*, 1955, 62.
- Shor G. Structure of the Bering Sea and the Aleutian Ridge. — *Marine Geol.*, 1964, 1, 213.
- Steinhart J.S., Meyer R.P. Explosion studies of continental structure. — *Carnegie Inst. Wash. Publ.*, 1966.
- Sykes L.R., Ewing M. The seismicity of the Caribbean region. — *J. Geophys. Res.*, 1965, 70, N 20.
- Talwani M., Sutton G.H., Worzel J.L. A crustal section across the Puerto Rico trench. — *J. Geophys. Res.*, 1959, 64, N 10, 1545.
- Uyeda S. Heat flow. — In: *The crust and upper mantle of the Japanese Area. Part I, Geophysics*. Tokyo, 1972, p. 97.
- Vacquier V., Uyeda S., Yasui M. a. oth. Studies of the thermal state of the Earth. The 19—th paper: Heat flow measurements in the northwestern Pacific. — *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 1966, 44, N 4, 1519.
- Yasui M., Kishii T., Sudo K. Terrestrial heat flow in the Okhotsk Sea (1). — *Oceanogr. Mag.*, 1967, 19, 87.
- Yasui M., Nagasaka K., Kishii T., Halunen A.J. Terrestrial heat flow in the Okhotsk Sea(2). — *Oceanogr. Mag.*, 1968, 20, 73.
- Yoshii T. On the Pn velocity and the seismological features of the upper mantle in Japan. — *Zisin (J. Seismol. Soc. Japan)*, 1971, 24, N 2, 107.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|----|
| Предисловие | 3 |
| <i>Часть первая</i> | |
| ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ РАЗНЫХ ТИПОВ И УЧАСТКОВ ИХ СОЧЛЕНЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ ДАЛЬНЕВОС- ТОЧНОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ | 5 |
| <i>Глава I. 1.</i> Нормальные волновые поля Дальневосточной переходной зоны. Физи- ческая природа волн P^M в Курило-Камчатской области сочленения | 6 |
| 1. Основные характеристики нормальных волновых полей и областей их сочленения | 7 |
| 2. Черты сходства волновых полей приматерикового и котловинного типов и наиболее вероятная физическая природа волн P^M в Курило-Камчатской об- ласти сочленения | 17 |
| 3. О характере прослеживания и критериях выделения отдельных групп волн на сейсмограммах | 24 |
| Выводы | 29 |
| <i>Глава I. 2.</i> Обоснование методики количественной интерпретации | 30 |
| 1. Основные характеристики интерференционных головных волн по результатам расчетов, модельных и полевых исследований | - |
| 2. Погрешности построения границы d^M по отраженным и рефрагированным волнам как по головным в условиях коры, близкой к коре приматерикового и континентального типов | 37 |
| Выводы | 40 |
| <i>Глава I. 3.</i> Особенности волновых полей и глубинного строения систем остров- ная дуга - глубоководный желоб на примере Курило-Камчатской системы | - |
| 1. Главные блоки коры и разделяющие их глубинные разломы по данным про- филей ГСЗ у Восточной Камчатки | 42 |
| 2. Прослеживание волновых признаков глубинных разломных зон вдоль всей Курило-Камчатской системы | 51 |
| 3. Типичность выявленных в Курило-Камчатской системе структурных осо- бенностей строения для других систем дуга - желоб | 53 |
| Выводы | 59 |
| <i>Глава I. 4.</i> Обсуждение результатов ГСЗ в свете данных других методов и не- которых гипотез о направленности развития переходных зон | - |
| 1. Проявление Курило-Камчатских глубинных разломов в морфологии дна, сейсмичности, магнитном и гравитационном полях | - |
| 2. Обсуждение результатов ГСЗ в свете некоторых представлений о глубин- ных процессах и о направленности развития земной коры переходной зоны Выводы | 65 |
| Выводы | 72 |
| Основные результаты | - |

ГЛУБИННЫЕ ОТРАЖЕННЫЕ ВОЛНЫ И МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РАБОТ ГСЗ В ЗАПАДНОМ УЗБЕКИСТАНЕ 74

Глава II. 1. Типы сейсмических границ и анализ теоретических расчетов динамики отраженных волн 75

1. Классификация границ для земной коры -
2. Динамика отраженных волн -
3. Основные факторы, вызывающие искажения динамики отраженных волн 81
4. Расчетные параметры для границы Мохоровичича 83

Глава II. 2. Обобщение экспериментальных данных о глубинных отраженных волнах в различных районах 84

1. Условия регистрации отраженных волн 85
2. Некоторые данные о кинематике отраженных волн -
3. Динамические особенности отраженных волн 87
4. Представление о модели низов коры и глубинных границах 90

Глава II. 3. Характеристики глубинных отражений в Западном Узбекистане 92

1. Район и методика экспериментов -
2. Общая структура волнового поля 95
3. Группа волн P_1^0 97
4. Группы глубинных отраженных волн, их кинематические характеристики 98
5. Динамические характеристики отраженных волн 104

Глава II. 4. Характеристические особенности отраженных волн и подбор соответствующих им моделей среды 113

1. Разрез земной коры -
2. Основные черты полей отраженных волн, определившие выбор моделей 115
3. Типы глубинных границ, удовлетворяющие экспериментальным данным -
4. Модели строения земной коры 118

Основные результаты 123

Литература 124

Юлия Владимировна ТУЛИНА
Галина Александровна ЯРОШЕВСКАЯ

**ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Методика анализа и интерпретации
сейсмических волновых полей

Утверждено к печати
Ордена Левина Институтом
физики Земли им. О.Ю. Шмидта
Академии наук СССР

Редактор Н.Е. Миронова
Художник Е.А. Смирнов
Художественный редактор С.А. Литвак
Технический редактор Н.А. Посканная

Подписано к печати 11/ХІ - 76. Т - 19161
Усл.печ.л. 11,9+1,8 вкл. Уч.-изд.л. 14,6
Формат 70х108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 800 экз. Тип. зак.1476.
Цена 1 р. 44 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 44 к.

2699