ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПРИМОРЬЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
САХАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

550.8.+551.24

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПРИМОРЬЯ

(по данным ГСЗ)

1817

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1976

Библиотека

УДК 550.834(571.61/.64)

Авторы: В.В.Аргентов, Г.С.Гнибиденко, А.А.Попов, С.В.Потапьев

Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М., "Наука", 1976 г.

В монографии излагаются результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры в Приморье – части материка зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, полученные отделом сейсмических исследований Сахалинского комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР. Описаны особенности методики полевых работ и интерпретации сейсмических материалов. В процессе анализа сейсмических данных установлено, что континентальный тип волнового поля характерен и для прилегающих к району исследований акваторий Японского моря – вплоть до наиболее крутой части континентального склона; последнее дает основание утверждать, что до соответствующих глубин моря земная кора имеет континентальный тип строения. Построенные многослойные сейсмические разрезы и выделенные на них зоны глубинных нарушений свидетельствуют о слоисто-блоковом строении исследуемой территории. Мощность земной коры колеблется в пределах 30–40 км и в общем уменьшается в направлении Японского моря. На основе совместного анализа данных ГСЗ, гравиметрии и геологии установлено соотношение приповерхностных и глубинных структур для района исследований.
Табл. 3. Рис. 45. Библ. 170 назв.

Ответственные редакторы

А.А.ПОПОВ, П.М.СЫЧЕВ

Г 20802 – 099 / 055(02)-76 181-76

© Издательство "Наука", 1976 г.

ВВЕДЕНИЕ

В период с 1967 по 1971 г. Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом ДВНЦ АН СССР совместно с Приморским территориальным геологическим управлением МГ РСФСР на территории Приморского края были проведены исследования по глубинному сейсмическому зондированию земной коры, которые представляют собой законченный этап региональных сейсмических исследований – плана работ, принятого 18 ноября 1968 г. Объединенным Ученым советом по геологическим, геофизическим и географическим наукам СО АН СССР для Сибири и Дальнего Востока.

Важность глубинных сейсмических исследований земной коры и верхней мантии для понимания многих геологических вопросов общеизвестна и не вызывает сомнений. Особенности строения земной коры, которые обусловлены главным образом действием глубинных процессов, происходящих или происходивших в глубинах Земли, являются одним из основных источников информации об этих процессах, помогают расшифровать их природу. По этому поводу М.И. Иициксон отмечал: "... Именно характер глубинного строения земной коры и верхней мантии наиболее сильно влияет на металлогеническую специализацию рудоносных территорий" (1964, стр. 10).

Изучение глубинных процессов, происходящих в Земле, чрезвычайно важно для теоретической геологии. Однако следует подчеркнуть, что оно имеет и не меньшее практическое значение. "Геология в поисках новых запасов минерального сырья вынуждена искать месторождения, скрытые на значительной глубине. Это обстоятельство диктует необходимость значительного укрепления теоретических основ прогноза полезных ископаемых. Поскольку большая часть последних прямо или хотя бы косвенно зависит в своем образовании или накоплении от эндогенных процессов, совершенная теория практического прогноза должна основываться на знании причин и закономерностей развития этих процессов" (Белоусов, 1964, стр. 4).

Целый ряд вопросов, связанных с проблемой происхождения материков и океанов, также не может быть решен без знания глубинного строения земной коры и верхней мантии. В этом отношении значительный интерес представляют зоны их взаимного перехода. В связи с разработкой теории развития земной коры особое значение приобретает проблема Тихоокеанского подвижного пояса – проблема зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Красный и др., 1963), где в ее недрах в настоящую эпоху происходят интенсивные геологические процессы преобразования земной коры, внешним отражением которых являются ее активные современные движения, вулканизм и сейсмичность.

Составной частью Тихоокеанского подвижного пояса, его внешней зоной, как известно, являются примыкающие к океану и окраинным морям участки материков. Знание их глубинного строения необходимо не только для расшифровки глубинной тектоники непосредственно изучаемой территории, но оно важно и для понимания тектоники окружающих акваторий и истории их развития.

За последние 10–15 лет в переходной зоне выполнен большой объем региональных геофизических исследований (Туезов и др., 1970). Однако большая часть сейсмических работ, являющихся опорными при изучении строения земной коры, приходится главным образом на области, занятые морем. Полученный при этом материал отличается сложностью и разнообразием, что значительно затрудняет его интерпретацию. Методика наблюдений и параметры аппаратуры при морских работах методом ГСЗ позволили изучить лишь наиболее яркие особенности строения коры, т.е. наметить основные границы раздела между слоями по вертикали и блокам по горизонтали (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971).

Из-за слабой геологической изученности морского дна с большими трудностями связана и геологическая интерпретация геофизического (в том числе и сейсмического) материала. Результаты же сейсмических исследований на суше, по сравнению с морскими наблюдениями, обладают рядом преимуществ, из которых два основных.

1. Большая детальность разрезов земной коры, которая обеспечивается заданием практически любых систем многоканальных наблюдений.

2. Более обоснованный и аргументированный геологический анализ сейсмических разрезов, основанный на достаточно хорошем знании геологической обстановки в приповерхностных частях разреза.

В этой связи территория Приморского края безусловно является одним из первоочередных объектов для организации глубинных сейсмических исследований. Целесообразность их постановки в названном районе и их геологическая эффективность определяются следующими факторами.

1. Сравнительно хорошая геологическая изученность территории.

2. Положение Приморского края в зоне сочленения таких крупных тектонических структур Азиатского континента и прилегающих участков Тихого океана, как Лаоелинская складчатая зона Северо-Восточного Китая, Восточно-Азиатская складчатая область, Сихотэ-Алиньская область мезозойской складчатости и прогиб северной части Японского моря. Сравнение строения земной коры и верхней мантии разновозрастных структур "... дает нам картину глубинных изменений, происходящих в ходе наиболее общей эволюции, т.е. картину развития глубинных процессов" (Белоусов, 1962, стр. 14).

3. Лучшая по сравнению с другими районами Дальнего Востока доступность территории Приморья для проведения громоздких сейсмических наблюдений, сравнительная легкость организации полевых работ. Отсюда возможность осуществления достаточно детальных систем наблюдений.

До проведения ГСЗ сведения о глубинной структуре земной коры Приморья, за исключением самых общих представлений о ее мощности, рассчитанной по гравиметрическим данным, отсутствовали, а тектоническое районирование основывалось главным образом на данных геологии дневной поверхности и в некоторой степени на анализе структуры магнитного и гравитационного полей (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969). Поэтому постановка работ методом ГСЗ стала необходимым этапом геолого-геофизических исследований на этой территории, позволившим приблизиться к расшифровке элементов глубинной тектоники, необходимой для составления более корректных тектонических схем, лежащих в основе металлогенического районирования, а также правильного понимания истории геологического развития региона.

Исследования по ГСЗ в Приморье были выполнены по трем профилям (см. рис. 1). Первым был отработан профиль Спасск-Дальний-Тадуши, пересекающий основные структурные элементы южного Сихотэ-Алиня. Однако интерпретация волнового поля, полученного при дискретных наблюдениях по обращенной системе годографов в сложных сейсмогеологических условиях, оказалась весьма затруднительной и неоднозначной. В связи с этим был заложен профиль вдоль Ханкайского массива, имеющий более детальную систему наблюдений. Позднее он был продлен на юг, в пределы Туманган-Суйфунской складчатой системы, и получил название – Зарубино-Кировский.

Последним, завершающим описываемый этап исследований ГСЗ был профиль Бикин – Верхняя Кема, выполненный в центральной части Сихотэ-Алиня вкрест простирания основных структурных элементов.

Результаты глубинных сейсмических исследований в Приморье частично опубликованы в ряде работ (ссылки на них приведены в тексте последующих глав). Однако они либо носят предварительный характер, либо освещают разрозненные вопросы, связанные с интерпретацией сейсмического материала и с особенностями строения земной коры по отдельным профилям. Целью данной работы является:

1) построение физической модели строения земной коры территории Приморья при интерпретации с единых позиций имеющегося к настоящему времени сейсмического материала; 2) выяснение взаимоотношения глубинного строения с физическими полями и геологическими структурами, обнажающимися на дневной поверхности.

Геолого-геофизическая интерпретация имеющегося по исследуемому району материала выполнена лишь в общем виде. Многие конкретные вопросы, связанные с особенностями строения физических полей и их взаимосвязей с геологией района, в работе подробно не освещаются. В этом случае даются ссылки на соответствующую литературу, где, по мнению авторов, эти вопросы разработаны достаточно исчерпывающе.

Предлагаемая монография содержит описание проведенных исследований земной коры и состоит из четырех глав, имеющих свою, совершенно определенную направленность, обеспечивающую освещение поставленных задач.

В главе I приводится краткая геолого-геофизическая характеристика района исследований. Рассмотрены только те структурно-фациальные зоны, которые пересечены профилями ГСЗ. Описание структурных зон сделано главным образом в соответствии со схемой И.И. Берсенева (Геология СССР, т. XXXII, ч.I, 1969). В этой же главе приводятся сведения об основных особенностях геофизических полей, о глубинной структуре земной коры, определенной на основе анализа гравиметрических данных.

Методика исследований, рассмотренная в главе II, обеспечивала решение региональных задач. По ряду обстоятельств каждый из трех профилей ГСЗ отрабатывался при различных методических схемах и с различной сейсмической аппаратурой. В результате оказалось возможным сравнить разведочную эффективность каждой из применяемых методических схем. Но, поскольку сравнение возможно только на уровне конечных результатов, оно сделано в конце главы III.

В главе II, кроме характеристики систем наблюдений, содержатся сведения по сейсмической аппаратуре, использованной при полевых наблюдениях, приводится анализ условий возбуждения упругих колебаний, оценивается качество первичного полевого материала.

При полевых работах в качестве источника сейсмических волн использовались взрывы авиабомб. Большая часть наблюдений на профилях Спасск-Дальний – Тадуши и Бикин – Верхняя Кема выполнена с использованием бомбометания с самолетов. В работе дается анализ возможностей использования этой методики для целей сейсморазведки в условиях Приморья.

При характеристике волновых полей, приведенной в главе III, мы стремились подчеркнуть два момента.

1. На сейсмограммах прослеживается несколько групп волн, имеющих в пределах разных профилей близкие кинетические и частично амплитудные параметры. Выделенные группы волн в региональном плане характеризуют вертикальную скоростную расслоенность земной коры.

2. Характер записи каждой группы и характер межволновых колебаний существенно различаются не только на разных профилях, но и внутри них – в пределах разных геологических блоков, пересекаемых каждым из профилей. Таким образом, в разных блоках земной коры одна и та же сейсмическая граница имеет разную структуру распределения упругих параметров вблизи нее.

Тип волнового поля и природа сейсмических волн определялись данными анализа кинематических и динамических особенностей зарегистрированных волн. В работе произведено также сравнение волновых полей, полученных на наземных профилях, с данными морских наблюдений (Глубинное сейсмическое зондирование земной коры..., 1971), в результате чего выявлены их общие черты и различия.

Интерпретация сейсмического материала выполнена в предположении об однородно-слоистой модели земной коры. Методика интерпретации от стандартной отличается мало. Распределение скоростей распространения сейсмических волн в земной коре найдено подбором при решении прямой кинематической задачи. В результате интерпретации построены сейсмические разрезы земной коры.

В главе IV анализируется глубинная структура земной коры Приморья, определенная по сейсмическим данным. Для удобства анализа сейсмические разрезы земной коры преобразованы в геолого-геофизические разрезы с "осадочно-вулканогенным", "гранитно-метаморфическим" и "базальтовым" слоями.

Основное внимание в главе IV уделяется характеристике сейсмических границ и слоев земной коры, взаимоотношению глубинных и приповерхностных структур. По геолого-геофизическим разрезам земной коры, используя геологические и гравиметрические данные, построена схема изоглубин поверхности Мохоровичича. По тем же геолого-геофизическим разрезам определены плотностные модели, проанализировано влияние глубинного строения земной коры на структуру гравитационного поля.

Сделаны предположения о физической и геологической природе сейсмических границ и составе слоев земной коры.

В выводах, подводящих итог результатам глубинных сейсмических исследований в Приморье, затронуты вопросы, связанные с методикой ГСЗ, особенностями и результатами геофизической и геологической интерпретации сейсмических материалов, направленностью развития земной коры.

Авторы глав указаны в оглавлении работы, введение и заключение написаны А.А. Поповым. Исследования в целом выполнены сотрудниками отдела сейсмических исследований СахКНИИ под руководством А.А. Попова.

В период организации и проведения полевых работ и на этапе камеральной обработки материалов, помимо авторов, участвовал большой коллектив сотрудников Сахалинского комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР: С.К. Биккенина, Н.А. Богославец, Ю.А. Будянский, Т.С. Громова, В.М. Демидов, В.И. Еремин, В.П. Ефимов, А.М. Жильцов, Г.Ф. Занюкова, Л.Г. Киселева, Н.В. Киселева, А.И. Некрасов, А.Б. Оспанов, Н.Г. Палий, Г.З. Попова, П.В. Портнягина, Л.М. Радецкая, В.Л. Радецкий, А.В. Смирнов, П.М. Сычев, Ю.А. Трескова, И.К. Туезов, В.К. Утнасин, М.И. Харьянова, М.А. Шиманович, В.В. Якушева, М.Ф. Якушев, Приморского территориального геологического управления МГ РСФСР: М.И. Дедов, В.Г. Пономарев, М.А.Приступа, В.И. Сорока, а также экипажи самолетов и вертолетов. Авторы выражают всем глубокую признательность. Мы также благодарны начальнику ПТГУ Н.И. Лаврику, главному геологу В.П. Василенко и главному геофизику Управления Н.П. Ченцову за постоянную и активную помощь в проведении исследований.

Глава I

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Территория Приморского края охватывает на западе восточную часть Восточно-Азиатской области палеозойской складчатости, на востоке – южную часть Сихотэ-Алиньской области мезозойской складчатости (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969). В пределах рассматриваемой территории (рис. 1) авторы работы выделяют следующие структурно-фациальные зоны (рис. 2): Ханкайский массив, Даубихинская, Алчанская, Западно-Приморская, Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, Главного синклинория Сихотэ-Алиня, Прибрежная.

Зона Ханкайского массива (зона ранней консолидации). Складчатый фундамент массива подразделяется на два комплекса пород. Нижний комплекс, мощностью около 10 км, сложен нижне- и среднепротерозойскими метаморфическими породами высокотемпературной ортоклаз-кордиерит-гранатовой (нижний протерозой) и более низкотемпературной ортоклаз-биотит-силлиманитовой и частично кварц-мусковитовой (средний протерозой) фаций метаморфизма, характерной особенностью которых является значительная гранитизация. Верхний комплекс представлен мощной (15–20 км) толщей преимущественно морских геосинклинальных отложений верхнего протерозоя, нижнего и среднего кембрия, предположительно верхнего кембрия, ордовика и силура. Эти отложения имеют слабую степень метаморфизма и смяты в крутые линейные складки, осложненные многочисленными разломами. Породы складчатого фундамента прорваны крупными интрузиями преимущественно среднепалеозойского, в меньшей мере позднепермского возраста.

Метаморфический комплекс нижнего-среднего протерозоя (иманская и уссурийская серии) образовался в результате регионального метаморфизма карбонатно-глинистых (ружинская свита), карбонатно-кремнистых и песчано-глинистых пород (Мишкин, 1969), вероятно, с небольшим количеством вулканитов основного состава. Такой состав исходных пород дает основание рассматривать условия накопления этих отложений как миогеосинклинальные.

Комплекс отложений верхнего протерозоя следует, вероятно, объединить в спасскую серию. Характер его контакта со средним протерозоем неясен. Однако, судя по постепенному переходу от спасской серии к более древним толщам, отсутствию в ней грубообломочного материала, одинаковому структурному плану среднего и верхнего протерозоя, можно допустить возможность согласных соотношений между средним и верхним протерозоем. В спасской серии выделяется ряд свит, согласно сменяющих друг друга (Гнибиденко, 1964; Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969; Мишкин, 1969) и представленных биотитовыми, биотит-мусковитовыми, хлорит-серицитовыми, филлитовыми, глинистыми сланцами, гнейсами, порфироидами, амфиболитами с линзами известняков, известняками, филлитами, доломитами. Суммарная мощность отложений верхнего протерозоя около 7500 м.

Палеозойские отложения в пределах Ханкайского массива начинаются отложениями кембрия, согласно залегающими на верхнем протерозое (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969).

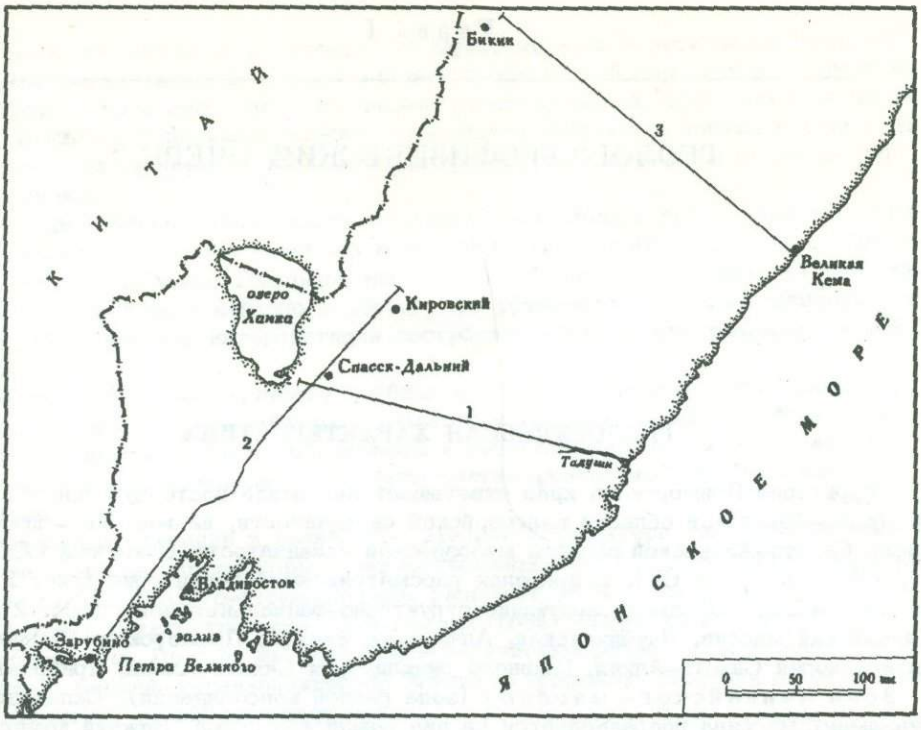


Рис.1. Схема расположения профилей ГСЗ в Приморье
1 – г.Спасск-Дальний – бухта Тадуши; 2 – пос.Зарубино – пос.Кировский; 3 – г.Бикин – пос.Великая Кема

В основании палеозойских отложений располагается песчано-сланцевая толща мощностью около 800 м, а выше по разрезу залегает толща известняков, глинистых и кремнистых сланцев и туфогенных песчаников (прохоровская и дмитриевская свиты суммарной мощностью до 5500 м). На этой карбонатно-терригенной толще нижнего кембрия залегают внутриформационные конгломераты (Денисова, 1968) и песчаники меркушевской свиты и разнозернистые песчаники и конгломераты медвежинской свиты. Выше располагается толща переслаивающихся глинистых сланцев, алевритов и разнозернистых косослоистых песчаников реттиховской свиты.

Отложения трех последних свит объединяются в буянковскую серию суммарной мощностью около 1200 м. Возраст отложений буянковской серии охватывает интервал от верхней части нижнего кембрия до силура (Окунева, 1967; Геология СССР, т. XXXII, ч. I 1969).

Верхнепротерозойские и нижнекембрийские отложения относятся к карбонатной и терригенно-карбонатно-кремнистой формациям (Липкина, Липкин, 1968), наследующим миогеосинклинальный режим среднего-нижнего протерозоя на территории Ханкайского массива. Буянковская серия, представляющая собой сокращенную по мощности терригенную формацию, знаменует начало устойчивого воздымания и становление миогеоантиклинального поднятия. В период становления Ханкайского массива как миогеоантиклинального поднятия в нижнем палеозое на его окраинах располагались прогибы, в которых накапливались флишевый и молассовый комплексы формаций.

Тамгинская серия (на северо-востоке массива), мощностью до 4600 м, охарактеризована в средней и верхней частях остатками силурийской флоры; фанзовая и залегающая выше снегуровская толщи, суммарной мощностью около 6000 м, относятся к ордовику-силуру и согласно наращивают разрез буянковской серии на юго-западном обрамлении массива. На западе массива

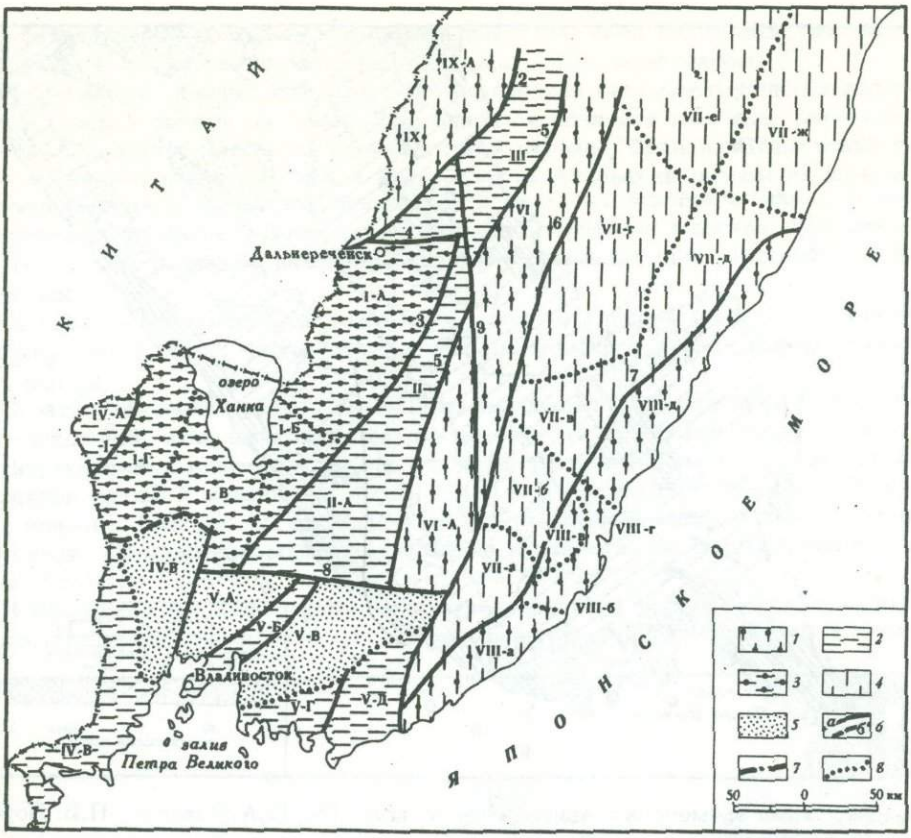


Рис. 2. Схема тектонического районирования Приморского края (досреднесенонские структуры), по И.И. Берсеневу (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969)

Область палеозойской складчатости (зоны): *1* – среднепалеозойской, *2* – позднепалеозойской; область мезозойской складчатости: *3* – антиклинальные, *4* – геосинклинального прогиба; *5* – мезозойские наложенные впадины (подзоны); *6* – структурные швы и крупные разломы: установленные (*а*), предполагаемые (*б*); 7 – границы структурно-фациальных зон вне швов; *8* – границы структурно-фациальных подзон и рудных районов.

I – Ханкайский массив, подзоны: Лесозаводская (I–А), Спасская (I–Б), Вознесенская (I–В) и Гродековская (I–Г); II – Даубихинская зона, Синегорская подзона (II–А); III – Алчанская зона; IV – Западно-Приморская зона, подзоны: Краевская (IV–А), Хасанская (IV–Б) и Суйфунская (IV–В); V – Южно-Приморская зона, подзоны: Супутинская (V–А), Муравьевского антиклинория (V–Б), Сучано-Даданьшанская (V–В), Дунайско-Сучанская (V–Г), Сучано-Судзухинского антиклинория (V–Д); VI – зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, подзона Сандагоу-Окраинская (VI–А); VII – зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня, рудные районы: Фурмановский (VII–а), Кавалеровский (VII–б), Верхне-Иманский (VII–в), Арму-Иманский (VII–г), Верхне-Кемский (VII–д), Верхне-Бикинский (VII–е), Самаргинский (VII–ж); VIII – Прибрежная антиклинальная зона, рудные районы: Щербаковский (VIII–а), Ольгинский (VIII–б), Восточно-Кавалеровский (VIII–в), Тетюхинский (VIII–г), Тернейский (VIII–д); IX – Бикинская зона, подзона Култухинская (IX–А).

Арабскими цифрами обозначены структурные швы: 1 – Западно-Приморский, 2 – Алчанский, 3 – Западный Сихотэ-Алиньский, 4 – Иманский, 5 – Даубихинский, 6 – Центральный Сихотэ-Алиньский, 7 – Прибрежный, 8 – Южно-Сихотэ-Алиньский, 9 – Фудзино-Иманский сдвиг

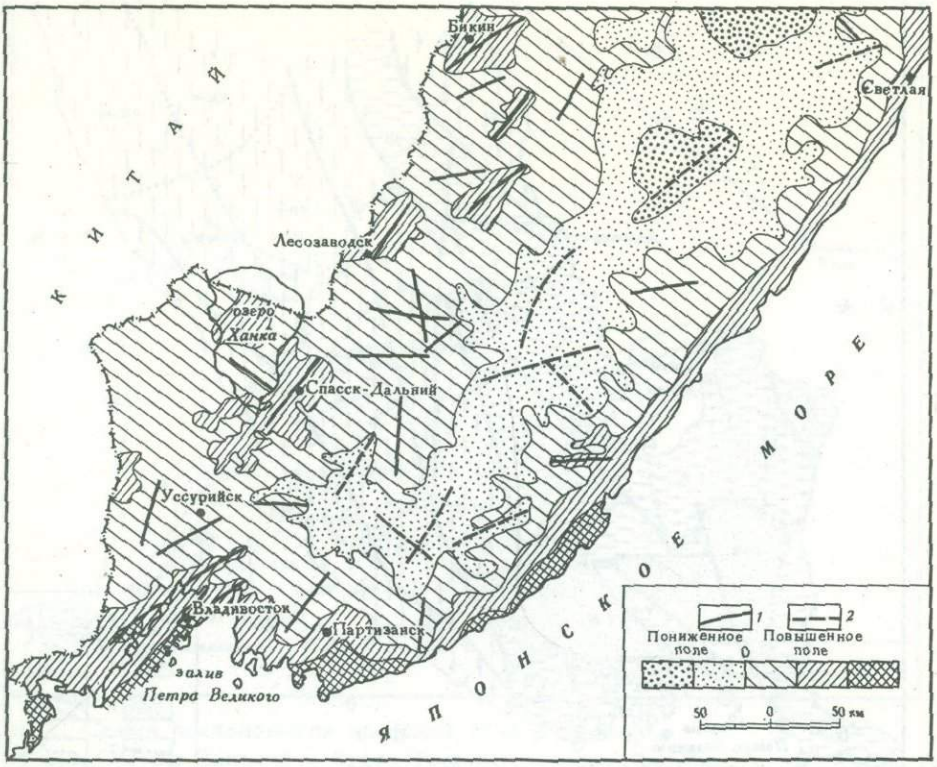


Рис.3. Схема элементов гравитационного поля (по Ю.А. Павлову, П.В. Портнягиной, 1970)

1 – оси положительных аномалий; 2 – оси отрицательных аномалий

в это время накапливался флишевый и молассовый (вулканогенная моласса) комплексы кордонкинской свиты силур–нижнедевонского возраста (Евланов, 1970б). Мощность последней около 3500 м. Вулканогенная моласса в пределах массива представлена андезит–риолитовой формацией (Соловьев, 1965) девонского и пермского возраста мощностью около 1000 м (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969).

Чехол массива сложен меловыми и кайнозойскими терригенными континентальными отложениями. Мощность этого мел–кайнозойского чехла достигает 2000 м (Южно–Ханкайская впадина) на северо–западной окраине массива (Кулинич, 1972).

Структура Ханкайского массива представляет собой систему гранито–гнейсовых куполов и разделяющих их синклинориев, сложенных главным образом кембрийскими отложениями. На складчатую структуру наложена система разломов северо–восточных, северо–западных и субширотных простираний.

Как структурный элемент наиболее низкого порядка для района Приморья Ханкайский массив достаточно отчетливо отражается в гравитационном и магнитном полях (рис. 3, 4). В гравитационном поле (здесь и далее имеется в виду редукция Буге) область Ханкайского массива характеризуется максимальными положительными аномалиями силы тяжести, простирающимися в северо–восточном направлении, в соответствии с генеральным простиранием массива.

Северо–восточное простирание Ханкайского массива отчетливо отражается и в магнитном поле, при этом над массивом оно положительно и близко к нулю юго–восточнее границы г. Спасск–Дальний – г. Лесозаводск, совпадающей с границей распространения мел–кайнозойских континентальных отложений, входящих в чехол массива. Северо–западная граница массива в магнитном

поле фиксируется переходом к высоким положительным аномалиям, вероятно, связанным с палеозойским вулканогенно-осадочным комплексом.

По периферии Ханкайского массива выделяется система глубинных разломов: Иманский разлом на северо-восточной оконечности массива, Западный Сихотэ-Алиньский разлом на юго-восточной окраине, Западно-Приморский разлом на северо-западе массива и Южно-Сихотэ-Алиньский разлом на юге. Эта система разломов, вероятно, заложилась в среднепалеозойское время, в период внедрения среднепалеозойских гранитоидов по периферии массива. Гранитоиды по этим зонам разломов внедрялись также в более позднее - пермское и меловое время.

Западно-Приморская зона. Эта область, главным образом позднепалеозойской складчатости, окаймляет Ханкайский массив с запада и юго-запада (см. рис. 2).

Стратиграфический разрез начинается здесь толщей осадочно-вулканогенных отложений, относящихся к силуру - девону. Это краевская толща мусковит-биотит-кварцевых сланцев с прослоями и линзами амфиболитов и слюдистых кварцитов видимой мощностью около 1500 м (в Краевской подзоне). В Хасанской подзоне (см. рис. 2) к силуру - девону условно относится толща основных эффузивов, кремнисто-карбонатных сланцев и известняков видимой мощностью около 550 м.

В Краевской подзоне отложения силур-девонского возраста согласно перекрываются толщей углисто-графитистых, углисто-глинистых сланцев и алеври-

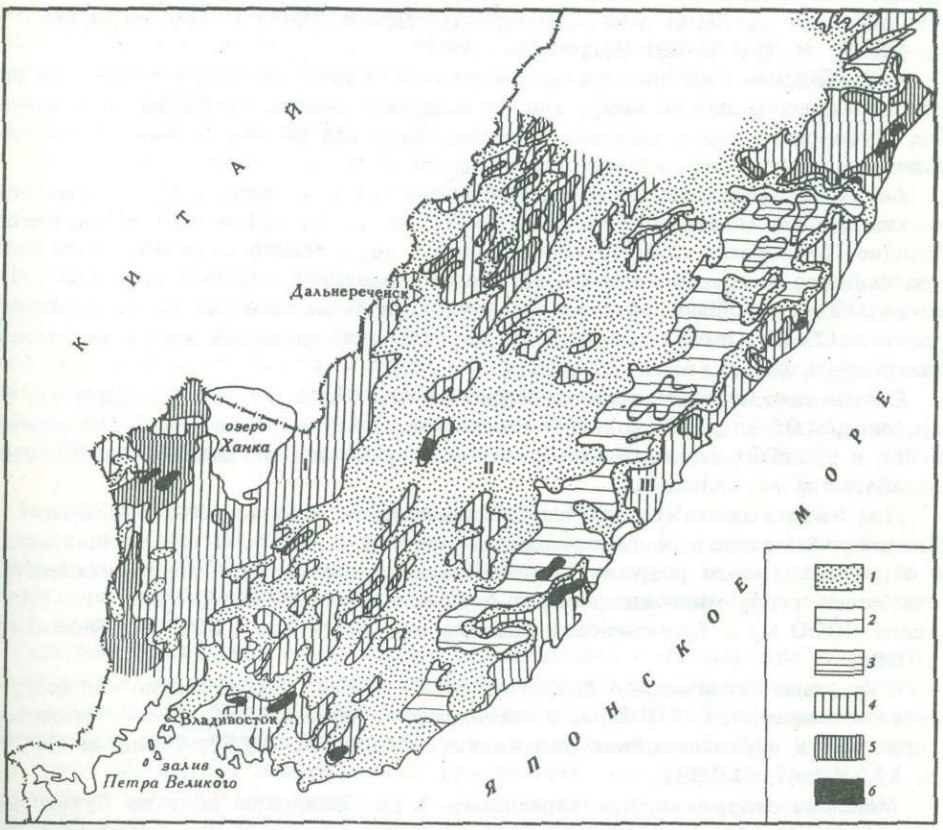


Рис. 4. Схема аномального магнитного поля Приморского края (по Р.Г. Кулиничу, 1972)

1 - аномалии, близкие к нулю; *2* - пониженные и низкие аномалии; *3* - участки минимальных значений магнитного поля; *4* - повышенные аномалии; *5* - высокие аномалии; *6* - участки максимальных значений магнитного поля. Аномальные области: I - Западная, II - Центральная, III - Прибрежная

тов мощностью до 3500 м. Эта толща, в которой обнаружены остатки фауны палеозойского возраста, в свою очередь, согласно перекрывается песчано-сланцевыми и известняковыми отложениями верхнепермского возраста мощностью около 500 м. Углисто-глинистая толща относится к карбону - нижней перми (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969; Евланов, 1970б). Восточнее, вблизи границы с Ханкайским массивом, осадочно-вулканогенные отложения верхней части нижней перми (решетниковская свита мощностью около 700 м) и верхней перми (барабашская свита мощностью до 4500 м) залегают на среднепалеозойских гранитоидах и прорываются и метаморфизуются позднепалеозойскими-раннемезозойскими гранитами (Васильев, 1969).

Толща песчано-сланцевых и вулканогенных отложений с фаунистическими остатками силура-девона (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969) по западному обрамлению Ханкайского массива представлена отложениями кордонкинской свиты мощностью около 3500 м, которая с размывом, но без существенного углового несогласия перекрыта верхнепермскими вулканогенно-осадочными и песчано-глинистыми отложениями мощностью до 2000 м (Васильев, 1969; Евланов, 1970а,б).

В Хасанской подзоне (см. рис. 2) вулканогенные и осадочно-вулканогенные пермские отложения достигают мощности около 5000 м. Подошва этих отложений не обнажена (Вржосек и др., 1967; Васильев, 1969).

Континентальные вулканогенные и осадочные отложения мезозоя залегают с угловым несогласием на позднепалеозойском складчатом основании по краям Суйфунской впадины, тогда как в ее центральной части мезозойские отложения залегают согласно и их мощность достигает 4000 м (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969; Васильев, 1969).

Кайнозойские континентальные осадочные и вулканогенные отложения выполняют наложенные впадины, где их мощность достигает 2000 м. В пределах Шуфанского плато видимый стратиграфический разрез венчается базальтами и андезито-базальтами мощностью до 300 м.

Анализ гравитационного и магнитного полей (Кулинич, 1972) и геологических данных (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969) позволяет в пределах Западно-Приморской структурно-фациальной зоны выделить структурные элементы более высокого порядка. На месте Краевской подзоны (см. рис. 2) устанавливается крыло антиклинория, уходящего за пределы государственной границы СССР. Осевой зоной этого антиклинория является выход на дневную поверхность пород краевской толщи.

Южнее находится мезозойско-кайнозойская (Карасев, 1963; Ващилов, Размышляев, 1969) унаследованная структура Суйфунской впадины, располагающаяся в пределах одноименного синклинория; Хасанской подзоне соответствует Барабашский антиклинорий.

Даубихинская зона (позднепалеозойская складчатость) обрамляет Ханкайский массив с юго-востока (см. рис. 2). Наиболее низкое положение в стратигрфическом разрезе зоны занимают пермские осадочно-вулканогенные отложения терригенно-андезитовой формации. Мощность пермских отложений около 3000 м, в Арсеньевской подзоне она достигает 7000 м (Васильев, 1969).

Триасовые отложения, представляющие собой терригенную молассу, достигают мощности 2000 м и залегают с размывом, но без углового несогласия на верхнепермских отложениях (Соловьев, 1967; Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969).

Меловые отложения, простирающиеся в Даубихинскую зону из Сучано-Даданьшанской подзоны, в нижней части разреза представлены терригенной угленосной молассой мощностью до 4000 м, а в верхней сложены риолитовой формацией мощностью до 1500 м (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969). Маломощные кайнозойские континентальные отложения располагаются в небольших впадинах по осевой части зоны.

В гравитационном поле Даубихинская зона характеризуется относительно пониженной областью аномального поля по сравнению с Ханкайским массивом.

На границе Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и Даубихинского синклинория располагается зона кулисообразно расположенных гравитационных максимумов, генеральное простирание которых соответствует Даубихинскому глубинному разлому. От Ханкайского массива синклинорий отделяется гравитационной ступенью, соответствующей Западному Сихотэ-Алиньскому глубинному разлому.

В Алчанской зоне (см. рис. 2) основание разреза сложено позднепермской терригенной молассой, выше которой без углового несогласия залегает триасовая угленосная терригенная моласса мощностью около 1100 м. Меловые отложения представлены в нижней части разреза терригенной угленосной молассой мощностью около 2000 м, а верхний мел-риолитовой формацией мощностью до 3000 м. Третичные угленосные отложения в Нижне-Бикинской впадине достигают мощности в 1200 м (Геология СССР, т. XXXII, ч.I, 1969).

Алчанская зона отчетливо выявляется в структуре магнитного и гравитационного полей (см. рис. 3, 4). Магнитное поле этой зоны сложно дифференцировано в отличие от магнитного поля Ханкайского массива. Аномалии магнитного поля имеют северо-восточное простирание. Дифференциация гравитационного поля выше, чем в пределах Ханкайского массива, и гравитационные аномалии имеют преимущественно северо-восточные простирания, соответствующие основному простиранию Алчанской зоны.

Алчанская зона (Бобылев, Соловьев, 1971) представляет собой грабен-синклинорий, разграниченный с Главным антиклинорием Сихотэ-Алиня Даубихинским глубинным разломом, которому в гравитационном поле соответствует цепочка максимумов, вероятно, связанных с телами базитов и гипербазитов. Алчанскому разлому, располагающемуся на границе синклинория с Бикинским антиклинорием, соответствует гравитационная ступень.

В пределах южной части Сихотэ-Алиньской области мезозойской складчатости выделяются четыре структурно-фациальные зоны (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969): Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, Главного синклинория Сихотэ-Алиня, Прибрежная и Бикинская.

Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (см. рис. 2) простирается через всю территорию Приморского края, соединяясь на севере с Бикинским антиклинорием, а на юге кулисообразно сочленяется с Сучано-Судзухинским антиклинорием.

До недавнего времени наиболее древним (условно силур-девон) образованием Главного антиклинория считалась тудовакская свита (Геология СССР, т. XXXII, ч.I, 1969; Силантьев, 1971). В последние годы среди отложений этой свиты и улахинской серии обнаружены слои с мезозойской фауной (Иванов, 1972). При дальнейшей характеристике стратиграфии отложений Главного антиклинория эти новые данные имеются в виду, хотя последовательность описания такая же, которая принята в книге "Геология СССР", т. XXXII, ч. I.

Тудовакская свита в нижней части (2000 м) представлена толщей филлитов, алевролито-глинистых и углистых сланцев, микрокварцитов и зеленокаменных пород. Верхняя часть свиты (3000 м) сложена кремнисто-глинистыми сланцами с подчиненным количеством алевритов, песчаников и эффузивов основного состава.

В составе улахинской серии (ранее относившейся к отложениям карбона нижней перми) выделяются четыре свиты: маляковская, самаркинская, удековская и себучарская. Маляковская свита мощностью около 1200 м представлена кремнисто-вулканогенными (диабазы и их туфы) отложениями, сменяющимися вверх по разрезу алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками, спилитами и кремнистыми породами с линзами известняков (самаркинская свита мощностью 2500 м). Удековская свита (мощностью около 800 м) имеет согласные контакты с самаркинской и вышележащей себучарской свитами. Она сложена зеленовато-серыми песчаниками и аргиллитами. Себучарская свита (мощностью около 3500 м) состоит в основном из пород кремнисто-эффузивной формации. Она представлена толщей спилитов (диабазовых порфиритов), кремнистых пород (яшм), глинистых сланцев с линзами известняков.

Выше согласно залегает толща переслаивающихся глинистых сланцев и песчаников (ариаднинская свита мощностью около 3000 м). В.А. Иванов (1972) считает ариаднинскую (саватчинскую) свиту древнее улахинской серии.

В состав верхнепермских отложений входят туфогенные песчаники, туфы среднего и кислого состава и известняки. Суммарная мощность верхней перми достигает 1400 м (Силантьев, 1965, 1967; Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969).

Толща песчаников и алевролитов (мощностью около 800 м), относящаяся к триасу, без видимого несогласия залегает на верхнепермских отложениях и согласно перекрывается юрскими алевролитами с редкими прослоями основных эффузивов и их туфов. Верхняя часть юрской толщи (около 700 м) сложена туфами, туфобрекчиями базальтоидов и туфогенными песчаниками. Терригенные угленосные отложения нижнего мела (мощностью около 2000 м) несогласно залегают на юрском комплексе и представлены песчаниками, алевролитами и конгломератами, а верхнемеловые образования (мощностью около 1000 м) – вулканогенными песчаниками, риолитами и их туфами (Геология СССР, т. XXXII, ч.I, 1969).

Комплекс палеозойских и мезозойских отложений прорван средне- и позднепалеозойскими базитами и позднепалеозойскими и позднемеловыми гранитоидами, а также небольшими телами мезозойских гипербазитов (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969).

Средний уровень аномалий гравитационного поля (см. рис. 3) Главного антиклинория Сихотэ-Алиня находится в положительной области. Аномалии имеют главным образом северо-восточное простирание, отражающее внутреннюю структуру антиклинория. Этому же направлению соответствуют и гравитационные ступени. Магнитное поле антиклинория близко к нулю, на фоне этого поля выделяются повышенные аномалии (см. рис. 4), составляющие эшелонированную структуру, обусловленную базитами и гипербазитами, внедрившимися вдоль Даубихинского и Сучанского (Неволин, Чемерис, 1968) глубинных разломов.

Даубихинский глубинный разлом является западной границей Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, а Центральный Сихотэ-Алиньский разлом (Иванов, 1972) ограничивает антиклинорий с востока (см. рис. 2).

Зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня (см. рис. 2) располагается между Главным антиклинорием Сихотэ-Алиня на западе и Прибрежным антиклинорием на востоке.

Верхнепалеозойские отложения, слагающие основание Главного синклинория Сихотэ-Алиня, выступают на дневную поверхность из-под мезозойских отложений только на его крыльях. Так, в северной части Арму-Иманской подзоны они представлены толщей песчаников, кремнистых алевритов, яшм, порфиритов и их туфов и линзами известняков (татюбинская свита мощностью около 3000 м). В Кавалеровской подзоне к карбон-пермским отложениям относится толща песчаников, алевритов, кремнистых пород и спилитов с линзами известняков, мощность которой не превышает 1000 м.

Триасово-юрские (и отчасти нижнемеловые) отложения в Арму-Иманской и Бикинской подзонах залегают согласно на верхнепермских отложениях и представлены толщей алевритов, полимиктовых песчаников, кремнистых алевритов, яшм и глинистых сланцев, мощность которой достигает 6000 м. В Кавалеровской подзоне триасово-юрские отложения состоят из песчаников, алевролитов, кремнистых алевролитов, порфиритов и конгломератов. Их мощность здесь около 3000 м (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969).

Терригенные отложения, охватывающие стратигрфический диапазон от нижнего мела до нижней части верхнего мела (сеноман-коньяк), представлены толщей ритмично чередующихся мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями аргиллитов, гравелитов, конгломератов. В ее верхней части встречаются прослои туфогенных песчаников и туфов порфиритов. Мощность этой толщи достигает 11 000 м. Выше по разрезу несогласно залегает толща сенон-датских кислых и средних эффузивов и их туфов мощностью около 3000 м.

Кайнозойские отложения представлены континентальными угленосными отложениями Верхне-Бикинской впадины мощностью до 400 м и небольшими полями кислых палеогеновых вулканитов (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969; Агеева, 1970).

Главный синклинорий Сихотэ-Алиня отчетливо выделяется в гравитационном поле (см. рис. 3) областью пониженных и минимальных значений, разделенной в средней части синклинория (бассейн верхнего течения р. Большая Уссурка) значительной положительной гравитационной аномалией, вероятно, соответствующей поднятию домезозойского фундамента. Аномалии магнитного поля синклинория (см. рис. 4) характеризуются значениями, близкими к нулю, на фоне которых выделяются зоны положительных аномалий, которые, как и гравитационные аномалии, имеют преимущественно северо-восточное простирание, совпадающее с генеральным простиранием синклинория.

Границами синклинория служат глубинные разломы. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом ограничивает его от Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Прибрежный разлом, подчеркивающийся гравитационной ступенью, отделяет его от Прибрежного антиклинория. На юго-западе синклинорий центриклинально замыкается в бассейне р. Киевка. Структура северо-восточного окончания синклинория изучена недостаточно.

Зона Прибрежного антиклинория (см. рис. 2) протягивается вдоль побережья Японского моря, распространяясь, вероятно, и в пределы шельфа. В основании стратиграфического разреза здесь вскрываются верхнепалеозойские и нижнепермские отложения, представленные алевролитами, песчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами, яшмами, спилитами и известняками (биогермы). Мощность этой толщи около 2000 м (Киреева, 1968; Киреева, Бурилина, 1970; Никитина, 1968). Верхнепермские отложения сложены песчаниками, алевролитами и известняками общей мощностью около 600 м, которые перекрываются толщей песчаников и алевролитов, кремнистых пород и известняков триасового и юрского возраста мощностью (в Тетюхинском районе) около 6000 м. Нижнемеловые отложения представлены алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами мощностью около 3000 м (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969), выше которых располагается верхнемеловой вулканогенный комплекс Сихотэ-Алиньской части Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса.

В гравитационном и магнитном полях (см. рис. 3, 4) зона Прибрежного антиклинория характеризуется положительными аномалиями со значительными гравитационными и магнитными максимумами, имеющими северо-восточное простирание в соответствии с простиранием антиклинория. На юго-западе антиклинорий сочленяется с Сучано-Судзухинским антиклинорием. В северо-восточном направлении шарнир антиклинория погружается и перекрывается вулканитами Сихотэ-Алиньской части вулканогенного пояса.

Структура земной коры Приморского шельфа Японского моря изучена еще недостаточно. Однако имеющиеся данные (Красный, 1970; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971) свидетельствуют о глубинном разломе, располагающемся на границе континентальной коры Приморья и океанической коры Японского моря.

Зона вулканогенного пояса Сихотэ-Алиня является структурным элементом, наложенным на Прибрежный антиклинорий и восточную часть Главного синклинория Сихотэ-Алиня. На юге Приморья вулканогенный комплекс простирается в широтном направлении, накладываясь здесь на основные структурные элементы: южнее окончание Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, Сучано-Даданьшанский синклинорий и Туманган-Суйфунскую складчатую систему.

Вулканогенные образования пояса охватывают стратиграфический диапазон от верхнего мела (турон-дат) до неогена. В состав вулканогенного комплекса входят породы преимущественно кислого и среднего состава: игнимбриты риолито-дацитового состава, андезиты, андезито-базальты и их туфы, субвулканические тела гранитоидов, гранодиоритов. Суммарная мощность вулканогенного комплекса оценивается в 5000 м (Фремд, 1968; Геология СССР, т. XXXII,

ч. I, 1969). Основной формой залегания толщ, слагающих вулканогенный комплекс, являются вулкано-тектонические структурные элементы в виде впадин и кальдер проседания, имеющих размеры 10–50 км в поперечнике (Бурого и др., 1968; Рыбалко, 1968).

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Гравитационное поле. По особенностям региональных гравитационных аномалий в редукции Буге территорию Приморья (см. рис. 3) можно разделить на три зоны (Кулинич, 1972): повышенных и высоких аномалий, пониженных и низких аномалий, прибрежную зону интенсивного градиента силы тяжести. Характерной чертой выделенных зон является субпараллельность очертаний их границ береговой линии. Локальные аномалии силы тяжести первой зоны в большинстве случаев изометричны или же простираются в различных направлениях. К востоку и северо-востоку от оз. Ханка они ориентированы преимущественно в широтном направлении, что, по-видимому, связано с широтным направлением структур в кристаллическом фундаменте. В двух других зонах преобладает северо-восточное простирание аномалий, соответствующее простиранию основных структурных элементов Сихотэ-Алиня. В то же время устанавливаются субширотные и северо-западные простирания отдельных локальных аномалий. Особенно это характерно для южной части Приморья, где отчетливо выделяются две пересекающиеся почти под прямым углом системы локальных аномалий. Наличие здесь субширотных аномалий, по мнению М.И. Дедова (личное сообщение), – одно из доказательств существования под мезозой-палеозойскими отложениями Сихотэ-Алиня кристаллического фундамента типа Ханкайского массива.

В магнитном поле (см. рис. 4) на описываемой территории можно также выделить три зоны (Кулинич, 1972): западную, центральную и прибрежную. Наиболее высокий уровень значений магнитного поля наблюдается в пределах западной зоны (200–300 гамм). По направлению на юго-восток уровень магнитного поля понижается, достигая минимальных значений (-100 гамм) примерно в 40–50 км от берега моря. В прибрежной зоне магнитное поле снова повышается, достигая в районе побережья 100–200 гамм. В отличие от гравитационных магнитные аномальные зоны почти под прямым углом секут южное побережье Приморья. Геологическая природа магнитных аномалий различна. Знакопеременные магнитные поля обусловлены покровами эффузивов среднего и основного составов. Линейно-вытянутые положительные аномалии различной интенсивности связаны с интрузивными телами среднего, основного и ультраосновного составов, расположенными вдоль разломов. Участки сравнительно спокойного повышенного магнитного поля западной зоны соответствуют либо интрузивным породам гранитоидного состава, либо метаморфическим породам, имеющим повышенную магнитную восприимчивость. Участки сложного знакопеременного магнитного поля в прибрежной зоне, по мнению Б.А. Иванова (1972), соответствуют центрам мезо-кайнозойской вулканической деятельности вулканического пояса Сихотэ-Алиня. Измерения теплового потока в 12 скважинах Приморья (Тихомиров и др., 1970) показали, что он варьирует в пределах 0,98–1,20 мккал/см^2·сек и довольно близок к среднеземному (1,20 мккал/см^2·сек).

Сейсмичность. Большая часть территории Приморья относится к 5–6-балльной зоне сейсмичности (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969). Повышенной бальностью характеризуются отроги Восточно-Маньчжурских гор и прилегающая к ним территория, побережье Японского моря. По данным, приведенным в работах (Атлас землетрясений в СССР, 1962; Тараканов и др., 1970), на территории Приморья и в прилегающих районах Китая и Японского моря зарегистрирован ряд землетрясений с магнитудой 6,5–7,5. Все они глубокофокусные – их гипоцентры расположены на глубине от 300 до 600 км. Характерной особенностью этих землетрясений является то, что их эпицентры

локализуются в прибрежном вулканическом поясе и в районах развития базальтоидов Туманган-Суйфунской складчатой системы (Кропоткин, Шахворостова, 1965). В пределах этой системы сходятся две сейсмофокальные зоны – Курило-Камчатская и Идзубонинская. По мнению Р.З. Тараканова, они упираются в некий монолитный блок земной коры и верхней мантии и в нем происходит разгрузка напряжений. Однако возможно, что те глубинные процессы, которые создали сейсмофокальные зоны, отделили, согласно А.М. Смирнову (1963), Ханкайский массив от Китайской платформы.

Некоторые представления о глубинном строении. До проведения сейсмических исследований глубинное строение земной коры Приморья изучалось главным образом на основе гравиметрических данных. На основании различных зависимостей интенсивности гравитационного поля от мощности земной коры был построен ряд схем изоглубин залегания поверхности Мохоровичича (Фстиади, Каратаев, 1963; Борисов, 1967; Лишневский, 1969; Кулинич, 1972). Все эти схемы очень близки как по значениям мощностей земной коры, так и по особенностям строения ее подошвы. Согласно гравиметрическим данным мощность земной коры на большей части территории Приморья варьирует в пределах 30–35 км. Максимальные мощности (более 35 км) определены для зоны пониженных и низких аномалий поля силы тяжести (см. рис. 3). В.К. Клюевым и А.Б. Галаур, Ю.А. Павловым и П.В. Портнягиной были оценены степень изостатической уравновешенности земной коры и мощность "гранитно-осадочного" слоя. По В.К. Клюеву и А.Б. Галаур, в западной и восточной частях исследуемой территории земная кора изостатически уравновешена, в центральной части наблюдается перегрузка масс, и прогиб глубинных слоев должен быть на 3 км больше по сравнению с вычисленным по гравитационному полю. Перегрузка масс свидетельствует, по мнению авторов, о современной тектонической активности этого района Приморья. Во второй работе, проведенной Ю.А. Павловым и П.В. Портнягиной, отмечается изостатическая уравновешенность земной коры западной части региона. Наибольшие мощности "гранитно-осадочного" слоя (20–30 км) устанавливаются в районе хребтов Сихотэ-Алинь и Дадан-Шань. На остальной территории глубина залегания "базальтового" слоя составляет 15–20 км. Об увеличении мощности "гранитного" слоя под Главным синклинорием Сихотэ-Алиня указывал Р.Г.Кулинич (1972).

Анализ минерального состава гипербазитов, располагающихся в пределах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, позволил С.С. Зимину (1969) сказать, что верхняя мантия в области антиклинория является перидотитовой и существенно обеднена легкоплавкими компонентами под его западной частью. Верхняя мантия, по мнению С.С. Зимина (1973), характеризуется неодинаковым строением не столько в вертикальном, сколько в горизонтальном направлении. Она состоит из блоков, уходящих на большую глубину (вплоть до слоя пониженных скоростей верхней мантии) и отвечающих по химическому составу перидотитам, обедненным легкоплавкими компонентами.

В настоящее время неоднозначность результатов определений рельфа глубинных границ по гравиметрическим данным ни у кого не вызывает сомнений. Очевидно, что степень неоднозначности возрастает при наличии в разрезе земной коры и верхней мантии горизонтальных неоднородностей, которые не могут быть учтены при гравиметрических построениях из-за отсутствия сведений о характере их распределения и которые, как отмечалось, предполагаются для Приморья по косвенным геологическим данным. Поэтому постановка глубинных сейсмических исследований, безусловно, была своевременным и необходимым этапом регионального изучения Приморского края, поскольку данные ГСЗ позволяют достаточно надежно определить не только структуру глубинных границ земной коры и верхней мантии, но и в какой-то степени горизонтальные скоростные, а отсюда и плотностные неоднородности разреза. Данные ГСЗ важны и для определения природы аномалий геофизических полей. В частности, учет формы сейсмических границ при снятии регионального гравитационного поля сделает более определенной и уверенной интерпретацию локальных аномалий, что важно при картировании геологических структур.

1817

Глава II

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Несмотря на то, что Приморский край по сравнению с другими районами Дальнего Востока СССР более доступен для полевых геофизических наблюдений, проведение глубинных сейсмических исследований с их протяженными профилями встречается здесь со значительными трудностями. Хорошо развитая сеть дорог сосредоточена главным образом в южной и западной частях края, а также вблизи шоссейных магистралей Владивосток – Хабаровск и Арсеньев – Дальнегорск. Только в этих районах и возможно осуществление непрерывных или кусочно-непрерывных систем сейсмических наблюдений. Остальная часть края, относящаяся к Сихотэ-Алиньской горной системе и охватывающая около 70% всей территории, представляет собой систему хребтов, протягивающихся в общем параллельно побережью Японского моря. Рельеф отличается значительной изрезанностью, местность сильно залесена. В этих условиях о непрерывных системах сейсмических наблюдений не может быть и речи. Возможны только точечные наблюдения, да и то не везде.

СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ

Учитывая охарактеризованные выше физико-географические особенности района и решая геолого-геофизические задачи, на профилях ГСЗ в Приморье были применены следующие системы наблюдений.

Первоначально (1967 г.) был выполнен профиль Спасск-Дальний – Тадуши (см. рис. 1). При проектировании системы исходили из опыта морских наблюдений, где используются передвижные пункты взрыва и стационарные станции приема. В дальнейшем предполагалось сравнить полученные результаты с данными по морским профилям 25, 26 (Глубинное сейсмическое зондирование ..., 1971), расположенных на продолжении сухопутного профиля. Поэтому выполнение наблюдений на море и на суше по единообразной методике на первом этапе исследований было вполне оправданным. Профиль Спасск-Дальний – Тадуши изучался по методике обращенного штрихового профилирования.

Вдоль одноименной дороги были установлены шесть восьмиканальных сейсмических станций, из которых три западные располагались примерно через 50–75 км, восточные – через 25–30 км одна от другой (рис. 5). Расстановки сейсмоприемников ориентировались вдоль линии профиля, шаг между сейсмоприемниками – 200 м. Пункты взрыва, как и на море, располагались примерно через 5 км. Предполагалось, что создаваемая система наблюдений (рис. 6) обеспечит регистрацию в первых вступлениях преломленных волн, образованных на всех основных границах раздела в земной коре, их увязку во взаимных точках и получение нагоняющих годографов. Однако после окончания наблюдений на профиле при обработке полученных материалов оказалось, что зарегистрированная волновая картина гораздо сложнее той, которая отмечается при морских наблюдениях; это допускало неоднозначную интерпре-

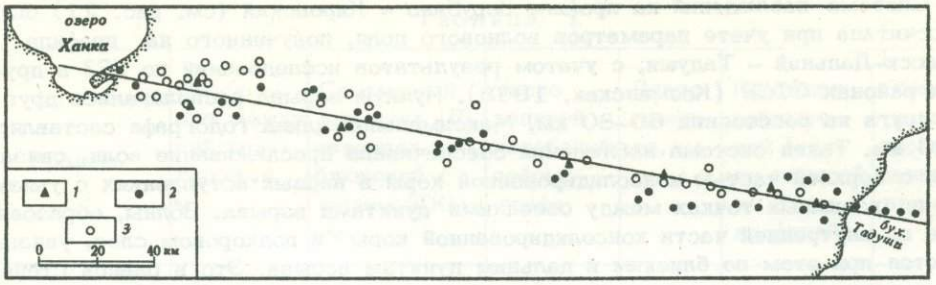


Рис. 5. Схема расположения сейсмостанций и пунктов взрыва вдоль профиля Спасск-Дальний – Тадуши (см. рис. 1)

1 – сейсмостанции; *2* – пункты взрыва; *3* – населенные пункты

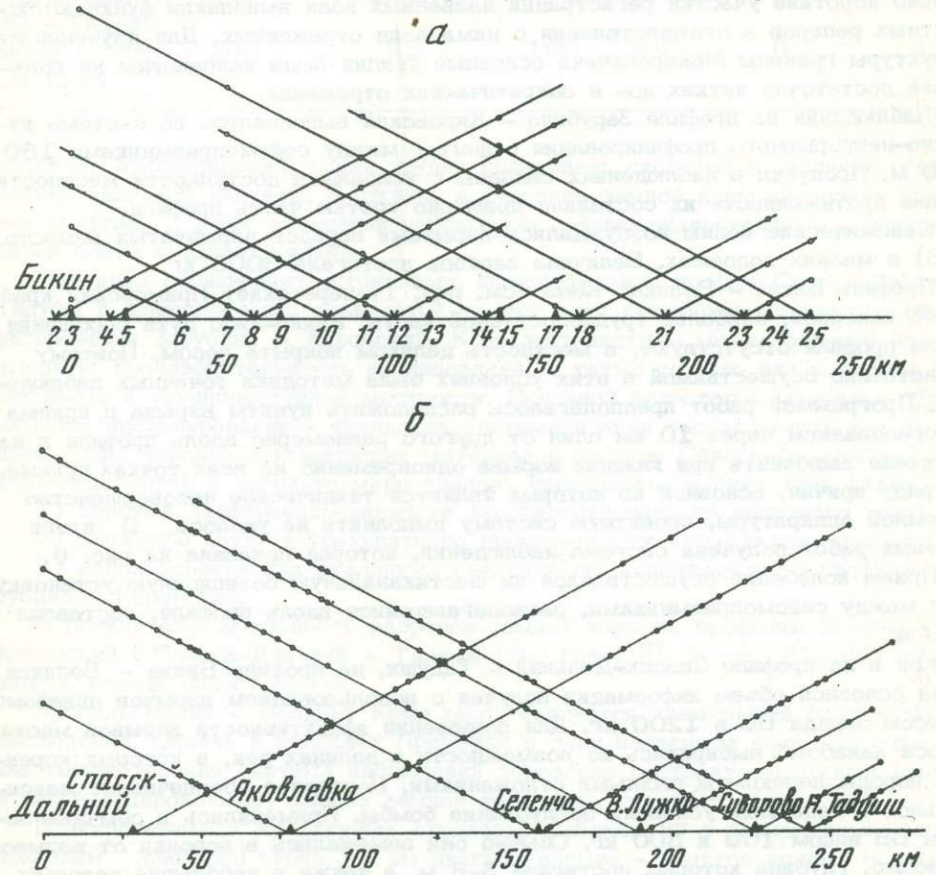


Рис. 6. Системы наблюдений вдоль профилей (а) Бикин – Великая Кема и (б) Спасск-Дальний – Тадуши (см. рис. 1)

а – система точечных сейсмических зондирований вдоль профиля Бикин – Великая Кема; б – обращенная система точечных сейсмических зондирований вдоль профиля Спасск-Дальний – Тадуши

тацию, в связи с чем появилась необходимость в сейсмических исследованиях на параметрическом профиле. Им стал профиль Зарубино – Кировскии (см. рис. 1), пройденный с возможно большей непрерывностью наблюдений (1968–1969 гг.).

На профиле Спасск-Дальний – Тадуши для возбуждения упругих волн, наряду с обычными для ГСЗ источниками, использовались взрывы авиабомб, сбрасываемых с самолета (Потапьев и др., 1972).

Система наблюдений на профиле Зарубино – Кировский (см. рис. 21) была рассчитана при учете параметров волнового поля, полученного на профиле Спасск-Дальний – Тадуши, с учетом результатов исследований по ГСЗ в других районах СССР (Косминская, 1968). Пункты взрыва располагались друг от друга на расстоянии 60–80 км. Максимальная длина годографа составляла 220 км. Такая система наблюдений обеспечивала прослеживание волн, связанных с верхней частью консолидированной коры в первых вступлениях с увязкой их во взаимных точках между соседними пунктами взрыва. Волны, образованные во внутренней части консолидированной коры и подкоровом слое, увязываются при этом по близким и дальним пунктам взрыва. Это в равной степени относится как к преломленным, так и отраженным волнам. Преломленные на границе Мохоровичича волны предполагалось прослеживать в первых вступлениях в интервале около 40 км с увязкой их во взаимных точках. Эти сравнительно короткие участки регистрации названных волн выполняли функцию скоростных реперов и отождествления с ними волн отраженных. Для изучения же структуры границы Мохоровичича основные усилия были направлены на получение достаточно четких до– и закритических отражений.

Наблюдения на профиле Зарубино – Кировский выполнялись по системе кусочно–непрерывного профилирования с шагом между сейсмоприемниками 150 и 200 м. Пропуски в наблюдениях связаны с условиями доступности местности. Общая протяженность их составила примерно третью часть профиля.

Сейсмические волны возбуждались взрывами зарядов взрывчатых веществ (ВВ) в мелких водоемах. Величина зарядов достигала 3000 кг.

Профиль Бикин – Великая Кема (см. рис. 1) пересекает Приморский край в его северной, наиболее труднодоступной части. Какие–либо пути сообщения вдоль профиля отсутствуют, а местность целиком покрыта лесом. Поэтому единственно осуществимой в этих условиях была методика точечных наблюдений. Программой работ предполагалось расположить пункты взрыва и приема с чередованием через 10 км один от другого равномерно вдоль профиля и наблюдения выполнять при каждом взрыве одновременно на всех точках приема. По ряду причин, основной из которых является техническое несовершенство приемной аппаратуры, проектную систему выполнить не удалось. В итоге полевых работ получена система наблюдений, которая показана на рис. 6.

Прием колебаний осуществлялся на шестиканальную позиционную установку. Шаг между сейсмоприемниками, располагавшимися вдоль профиля, составлял 200 м.

Как и на профиле Спасск–Дальний – Тадуши, на профиле Бикин – Великая Кема основной объем информации получен с использованием взрывов авиабомб с весом заряда ВВ в 1200 кг. Для повышения эффективности взрывов места сброса авиабомб выбирались по возможности в долинах рек, в которых коренные породы перекрыты рыхлыми отложениями. Последнее обеспечивает максимальное в наземных условиях заглубление бомбы. Применялись и обычные заряды ВВ весом 100 и 500 кг. Обычно они помещались в воронки от взрывов авиабомб, глубина которых достигала 5–6 м, а также в небольшие водоемы.

Точность топографической привязки пунктов наблюдений и пунктов взрыва была не хуже 100–200 м.

Некоторые характеристики примененных в Приморье разнообразных систем наблюдений сведены в табл. 1.

Наиболее плотная система наблюдений осуществлена на профиле Зарубино – Кировский. Ее достоинства заключаются не столько в высокой плотности, сколько в непрерывности наблюдений. Последнее дает возможность оценить в общем виде основные характеристики регистрируемых волн, степень их изменчивости вдоль профиля. Кроме того, непрерывность наблюдений позволяет ввести в интерпретацию дифрагированные волны, имеющие важное значение при изучении зон разломов. Однако система наблюдений на этом профиле была рассчитана только на однократное прослеживание отраженных волн, причем каждый участок сейсмического разреза освещается наблюдениями при различных удалениях взрыв – прибор. В условиях, когда динамические особенности волн за-

Таблица 1

Профиль	Расстояние между сейсмографами, м	Суммарный для всех ПВ интервал наблюдений с шагом 200 м, км	Число записей колебаний сейсмографа	Длина профиля, км	Плотность наблюдений (число записей на 1 км профилей)	Общее число произведенных взрывов
Зарубино – Кировский	200	620	3100	340	9,1	102
Спасск-Дальний – Тадуши	200	335	1675	270	6,2	40
Бикин – Великая Кема	200	32	160	230	0,7	12

висят от этих удалений, очень трудно сравнивать сходство и различие особенностей волновой картины, а отсюда и строение земной коры на разных участках профиля. В этом отношении наблюдения сейсмозондированиями с постоянной базой более предпочтительны.

Методика обращенного штрихового профилирования профиля Спасск-Дальний – Тадуши в принципе мало отличается от методики кусочно-непрерывного профилирования Зарубино – Кировский. К ее достоинствам можно отнести более высокую производительность исследований, а также то, что эта методика осуществима в труднодоступной местности. Основной недостаток методики обращенного профилирования – трудность систематизации составляющих волнового поля. При анализе сейсмических материалов профиля Спасск-Дальний – Тадуши этот недостаток в какой-то мере удалось преодолеть за счет трех факторов:

1) хорошей дифференцированности зарегистрированного волнового поля;

2) зачастую двух- и трехкратного прослеживания отражающих границ;

3) использования как эталонных сведений по волновому полю профиля Зарубино – Кировский.

В результате детальность разрезов земной коры по профилям Зарубино – Кировский и Спасск-Дальний – Тадуши (см. главу III и рис. 41, 42) оказалась вполне сопоставимой.

Профиль Бикин – Великая Кема характеризуется наименьшей плотностью наблюдений. Однако в условиях Приморья в силу названных факторов даже такая малодетальная система наблюдений позволила построить надежный (хотя и рекогносцировочный) разрез земной коры (см. главу III и рис. 40).

Планировавшаяся же система штриховых наблюдений с равномерным чередованием примерно через 10 км пунктов взрыва – пунктов приема с регистрацией каждого взрыва на 15–20 станциях характеризуется рядом достоинств, основные из которых следующие:

1) простота исполнения и возможность осуществления практически при любых физико-географических условиях местности;

2) возможность получения общих глубинных точек, позволяющих подробно изучать скоростные разрезы земной коры;

3) многократное прослеживание сейсмических границ;

4) возможность изучения каждого участка сейсмического разреза при одинаковых удалениях взрыв – прибор. Последнее позволяет проследить изменение волновой картины вдоль профиля и надежно выделять разнородные блоки земной коры.

Указанные достоинства позволяют считать эту методику наиболее перспективной при профильных исследованиях земной коры Приморья сейсмическим методом.

АППАРАТУРА

Техника наблюдений

На профиле Спасск-Дальний – Тадуши в качестве сейсморегистрирующей аппаратуры использовались восьмиканальные сейсмостанции с осциллографической записью, изготовленные из блоков станции ПСЛ-1-КМПВ. Частотная характеристика станций обеспечивала полосу пропускания 6–12 гц (фильтрация 1–1). Сейсмоприемники НС-3 группировались по площади по шесть на канал с шагом в группе 15 м. Собственная частота сейсмоприемников 4 гц.

Как было отмечено выше, наблюдения на профиле велись с использованием бомбометания. Техника производства полевых наблюдений при этом была следующей (Потапьев и др., 1972). По условиям безопасности цели располагались не менее чем в 3 км от населенных пунктов, линий связи, автострад и дорожных сооружений и в момент сброса авиабомб находились под наблюдением руководителя работ. Наблюдение осуществлялось с вертолета МИ-4, на котором находился руководитель полетов. Бомбометание выполнялось визуально по ясно различимой цели, обозначенной "крестом" размером 40 × 40 м, составленном из четырех белых полотнищ. Высота бомбометания не превышала 3 км. Отклонение места падения авиабомбы от центра "креста" было не более 100 м.

Экипаж самолета по радио сообщал пятиминутную и минутную готовность к сбросу и момент сброса авиабомбы. Тотчас после сброса на борту самолета в радиоканал КВ включался хронометр. Операторы сейсмостанций заблаговременно информировались о высоте полета и удалении станций от цели. Располагая указанными сведениями, они определяли нужный момент включения сейсморегистрирующей аппаратуры, которая, наряду с сейсмической информацией, записывала сигналы хронометра.

Всего на профиле Спасск-Дальний – Тадуши было выполнено 32 вылета и сброшено 64 авиабомбы.

Отметка момента взрыва производилась главным образом путем регистрации первой волны вблизи пункта взрыва. В дальнейшем, сопоставляя записи хронометра, момент взрыва определялся для сейсмограмм остальных станций.

В северной части профиля Зарубино – Кировский применялись 16-канальные сейсмостанции, изготовленные из блоков ПСЛ-1-КМПВ с осциллографической записью, усилители которых имели полосу пропускания частот 8–18 гц (фильтрация 2-2). В южной части профиля использовались широкополосные сейсмические станции с промежуточной магнитной записью "ПОИСК-1-48-КМПВ-ОВ". Запись производилась одновременно на магнитную пленку и осциллографную фотобумагу при полосе регистрируемых частот 5–25 гц (фильтрация ОК-22БК). В обоих случаях наблюдения осуществлялись с помощью сейсмоприемников СПЭН-1, имеющих резонансную частоту 10,5 гц. Группирование приборов не применялось. Величина полезного сигнала, снимаемого с выводов сейсмоприемника и определенная сравниванием с калиброванным сигналом от магнитного генератора постоянной амплитуды (МГПА), на резонансной частоте составляла не менее 4–5 мкв.

Связь пунктов взрыва с сейсмостанциями и передача отметки момента взрыва осуществлялась по радио с использованием радиостанций типа "ОКА" и "РПМС".

Для более надежной качественной и количественной обработки динамических характеристик волн и приведения их к одной величине заряда при отработке южной части профиля Зарубино – Кировский проводился контроль за условиями возбуждения. Для этой цели на пунктах взрыва устанавливались осциллографы ОС-24, которые при постоянных параметрах с помощью вертикальных и горизонтальных сейсмоприемников, расположенных в 300–500 м от ПВ, записывали x, y и z составляющие колебаний всех произведенных взрывов.

Наблюдения на профиле Бикин – Великая Кема осуществлялись девятью шестиканальными регистраторами сейсмической аппаратуры "Тайга" (Чичинин и др., 1968) с использованием одиночных сейсмоприемников НС-3. Сейсмическая ин-

формация записывалась на магнитную ленту при полосе пропускания частот 1–100 гц. Управление регистраторами осуществлялось с вертолета, на котором был установлен диспетчерский пункт, подключенный к усилителю мощности. В качестве последнего использовались два каскада радиостанции Р-836 с выходной мощностью около 70 вт или радиостанции РСЛ-30 с выходной мощностью около 30 вт. При высоте полета 1000 м дальность надежного включения регистраторов составляла 70–80 км. В отдельных случаях они запускались и на удалениях до 150 км.

Техника производства бомбометаний соответствует описанной выше.

Условия возбуждения

При сейсмических исследованиях в Приморье применялись разнообразные виды источников упругих колебаний: взрывались накладные заряды в шурфах, производились взрывы в водоемах, делались попытки применить взрывные скважины и, наконец, бомбометание с самолета.

Использование разнообразной регистрирующей аппаратуры и столь же разнообразных источников колебаний обусловило сложность полевых работ, и контроль за источниками возбуждения в какой-то мере удалось осуществить только для южной части профиля Зарубино – Кировский, результаты которого тем не менее представляют интерес и приводятся ниже.

Взрывы в котлованах. Характеристика условий возбуждения для профиля Зарубино – Кировский приведена в табл. 2, зависимости величин зарядов от удаления до источника показаны на рис. 7.

Все пункты взрыва, за исключением Тереховки, расположены примерно в одинаковых геологических условиях. Однако сейсмический эффект взрыва на больших расстояниях для разных ПВ оказался разным (рис. 7). Наилучшими условиями возбуждения характеризуются пункты взрыва Тереховка и Ляличи.

Наблюдается отчетливая зависимость между необходимыми величинами зарядов и местоположением приемной станции. Характерно, что для получения на одних и тех же удалениях от пунктов взрывов сейсмограмм с примерно одинаковыми амплитудами глубинных волн в южной части профиля требуется заряд примерно в 1,5 раза больший, чем в северной (это хорошо видно из рассмотрения кривых $Q = f(R)$, полученных для пунктов взрывов Тереховка и Ляличи

Таблица 2

Пункт взрыва	Порода на забое	Мощность осадочного чехла, м	Глубина котлована, м	Максимальная величина заряда, кг	Максимальная дальность наблюдений, км	Преобладающий спектр возбуждаемых частот, гц
Зарубино	Песчано-глинистый аллювий	10	2	5200	12	–
Сидими	То же	20	2	1800	75	13
Тереховка	Глина	2500	4	1800	190	10–40
Ляличи	Ил	20	2	3000	190	13
Буссевка	Песчано-глинистый аллювий	100	2	2000	130	–
Уссури	То же	50	2,5	2500	220	–

(рис. 7). Отсюда можно предположить, что разнообразие кривых $Q = f(R)$ обусловлено, по-видимому, глубинными факторами, а именно различным строением земной коры. Южный блок, в котором сейсмическая энергия поглощается сильнее, вероятно, "раздроблен" больше северного.

Рассмотрим далее результаты изучения частотных характеристик взрывов в пунктах Сидими, Ляличи и Тереховка (Оспанов и др., 1972). Как известно, на зависимость спектра возбуждаемых волн от веса заряда существует несколько точек зрения. Ряд исследователей отрицает существование такой зависимости (Кириллов, 1945; O'Brien, 1960), другими эта зависимость определяется как

$$f = k/\sqrt[6]{Q},$$

где k – коэффициент пропорциональности, зависящий от типа ВВ и свойств грунта. В ряде работ отмечается изменение формы амплитудно-частотного спектра с увеличением заряда в виде его расширения (Нерсесов, Николаев, 1962) или возрастание интенсивности высокочастотных составляющих (Худзинский, 1961).

По записям осциллограмм для трех указанных выше пунктов взрыва графоаналитическим способом (Волин, Гольцман, 1959) были вычислены амплитудные спектры $A(f)$. Спектры взрывов в пунктах Ляличи и Сидими характеризуются преобладающей частотой 13 гц и некоторым расширением при изменении величины заряда от 500 до 3000 кг (рис. 8). На уровне 70% амплитуды ширина спектра при весе заряда 500 кг равна 12–15,5 гц, при 1000 кг она изменяется от 10 до 16 гц и при 3000 кг заряда – от 8 до 18 гц.

Спектр волн, возбужденных на пункте взрыва Тереховка, имеет пологую форму с преобладающими частотами от 10 до 40 гц. Такое резкое отличие спектров, по-видимому, связано с наложенной Суйфунской впадиной, выполненной расслоенными рыхлыми песчано-глинистыми отложениями большой мощности, а бóльшая ширина спектра обусловлена сложением спектров волн, образовавшихся в этой слоистой толще. Здесь, как и в предыдущих случаях, изменение формы спектра колебаний при увеличении заряда от 100 до 1000 кг не наблюдается.

Экспериментальная зависимость интенсивности возбуждаемых волн от веса заряда выяснилась по графикам $A(Q)$. При этом, чтобы в приведенной ниже формуле исключить влияние частоты на показатель степени n, анализировались волны, имеющие одинаковые периоды. Интенсивность записи и вес заряда связаны между собой степенной зависимостью (O'Brien, 1960)

$$A = kQ^n,$$

где k – коэффициент пропорциональности, описывающий условия взрыва, Q – вес заряда (в кг). При взрывах в водоеме $n = 0{,}67$, в скважинах $n = 0{,}33$. По другим данным (Михота, 1962) эта величина изменяется от 0,3 до 1,9 для взрывов в водоеме и от 0,5 до 1,4 для взрывов в скважинах.

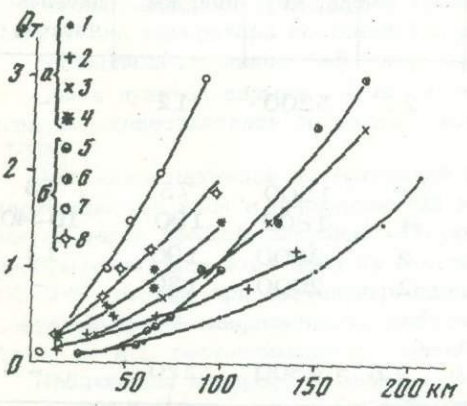


Рис. 7. Зависимость величины заряда от расстояния (профиль Зарубино – Кировский; см. рис. 1)

а – северная часть профиля (пункты взрыва): 1 – Тереховка, 2 – Ляличи, 3 – Уссури, 5 – Бусевка; *б* – южная часть профиля (пункты взрыва): 5 – Тереховка, 6 – Ляличи, 7 – Зарубино , 8 – Сидими

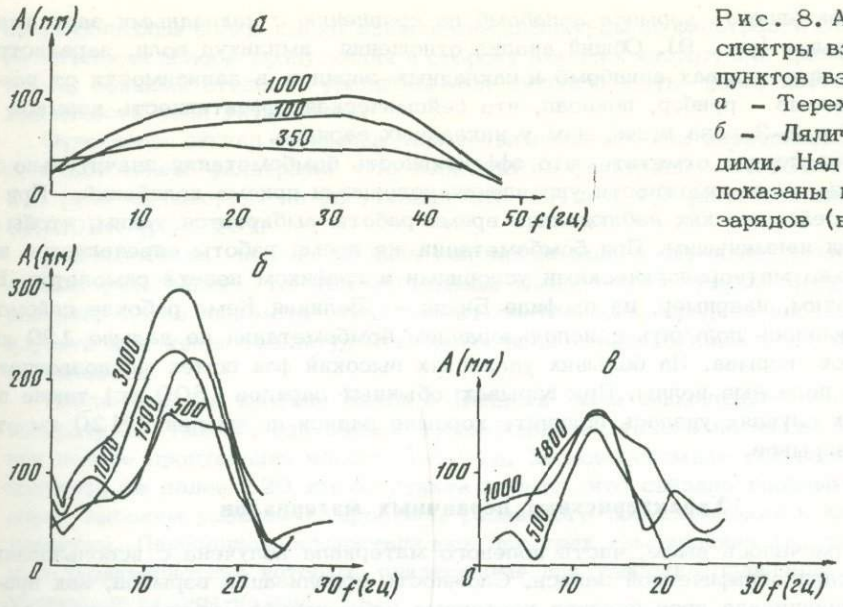


Рис. 8. Амплитудные спектры взрывов для пунктов взрыва *а* – Тереховка; *б* – Ляличи; *в* – Сидими. Над кривыми показаны величины зарядов (в кг)

Результаты анализа дали по пунктам взрыва значения показателя n =0,24 (Ляличи), n = 0,62 (Тереховка) и n = 0,7 (Сидими).

Взрывы авиабомб. Как известно, сейсмический эффект взрыва определяется величиной заряда и характером его укупорки. По расчетам С.В. Потапьева (1973), авиабомбы калибров 1500 кг (вес ВВ 600 кг) и 3000 кг (вес ВВ 1200 кг), использовавшиеся в Приморье, должны были заглубляться соответственно на 15 и 20 м, т.е. укупорку зарядов можно считать хорошей. Глубина заложения накладных зарядов не превышала 2–3 м. В соответствии с

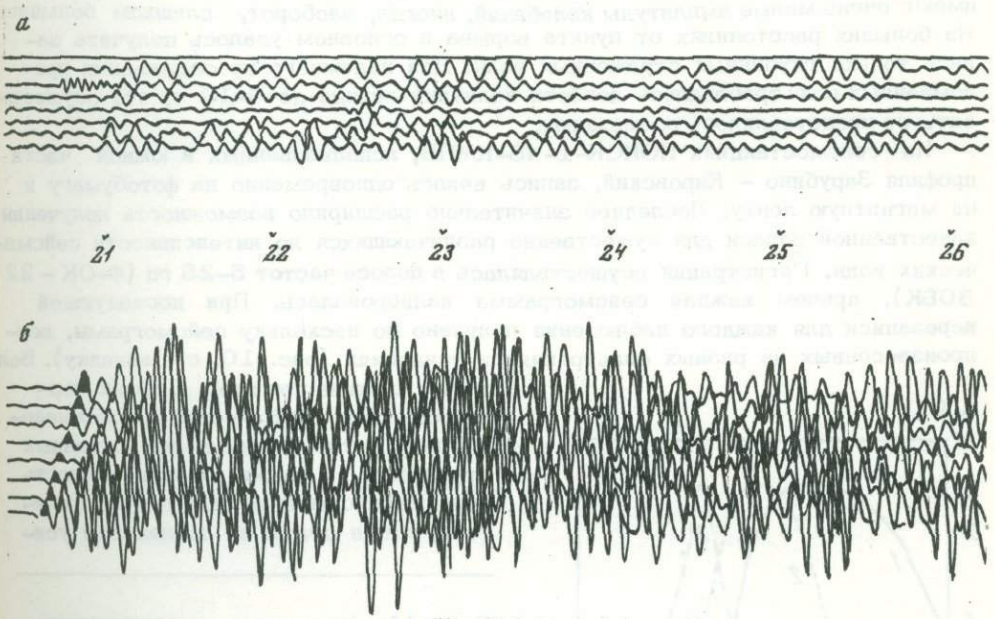


Рис. 9. Сравнение интенсивностей записи взрывов накладных зарядов (*а*) и авиабомб (*б*) при удалениях около 120 км. Станция Селенча, R = 120 км, вес накладного заряда 3000 кг, в авиабомбе – 1200 кг, усиление 8

этим эффективность взрывов авиабомб по сравнению с накладными зарядами гораздо выше (рис. 9). Общий анализ отношения амплитуд волн, зарегистрированных при взрывах авиабомб и накладных зарядов в зависимости от расстояния взрыв – прибор, показал, что сейсмическая эффективность взрывов авиабомб в 2–3 раза выше, чем у накладных зарядов.

Однако следует отметить, что эффективность бомбометания значительно снижается из-за невозможности управления условиями приема колебаний. При обычных сейсмических наблюдениях время работы выбирается таким, чтобы фон помех был наименьшим. При бомбометании же время работы определяется исключительно метеорологическими условиями и графиком полета самолетов. В связи с этим, например, на профиле Бикин – Великая Кема рабочие сейсмограммы удалось получить с использованием бомбометания не дальше 120 км от пунктов взрыва. На больших удалениях высокий фон помех не позволяет выделить полезные волны. При взрывах обычных зарядов (500 кг) также в некоторых случаях удалось получить хорошие записи до удалений 120 км от пунктов взрывов.

Характеристика первичных материалов

Как отмечалось выше, часть полевого материала получена с использованием только осциллографической записи. Сложность организации взрывов, как правило, ограничивала производство повторных наблюдений. Поэтому перед началом работ параметры аппаратуры подбирались таким образом, чтобы при минимальной величине зарядов ВВ волновое поле было охарактеризовано по возможности более полно и главные особенности строения земной коры можно было осветить достаточно детально. Для большей части сейсмограмм, особенно полученных при удалениях до пункта взрыва на 100–120 км, этого в какой-то мере удалось достичь. Однако в связи с разнообразными сейсмогеологическими условиями в местах взрыва (профиль Спасск-Дальний – Тадуши) и в местах приема колебаний (профиль Зарубино – Кировский) не всегда удавалось правильно подобрать усиление в регистрирующем тракте. В результате сейсмограммы резко отличаются по качеству записи. Зарегистрированные волны иногда имеют очень малые амплитуды колебаний, иногда, наоборот, слишком большие. На больших расстояниях от пункта взрыва в основном удалось получить запись только глубинных отраженных волн. Для надежного прослеживания преломленных волн требовалось довести величину заряда до 6–10 т, что осуществить не представлялось возможным.

На сейсмостанциях ПОИСК-1-48-КМПВ, использованных в южной части профиля Зарубино – Кировский, запись велась одновременно на фотобумагу и на магнитную ленту. Последнее значительно расширило возможность получения качественной записи для существенно различающихся по интенсивности сейсмических волн. Регистрация осуществлялась в полосе частот 5–25 гц (Ф-ОК – 22 ЗОБК), причем каждая сейсмограмма калибровалась. При последующей перезаписи для каждого наблюдения получено по нескольку сейсмограмм, воспроизведенных на разных фильтрациях и усилениях (рис. 10; см. вкладку). Волновая картина при этом в общих чертах сохраняется. Качество прослеживаемости и четкость выделения основных групп волн, а также их разрешенность существенно меняются. Следует отметить, что в целом на одинаковом уси-

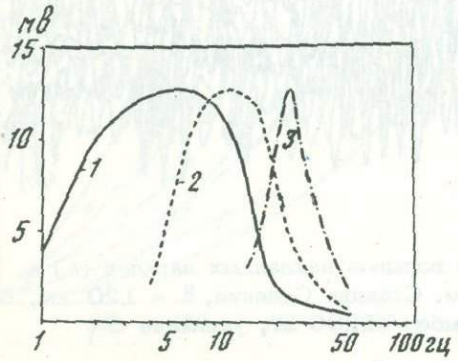


Рис.11. Частотные характеристики блока воспроизведения аппаратуры "Тайга"

Фильтрация: *1* – 5-1-1, *2* –5-3-2, *3* – 5-4-3

лении полезные волны имеют наибольшие амплитуды на фильтрации ОК-10БК. С увеличением полосы пропускания в сторону высоких частот, как правило, в значительно большей степени увеличивается интенсивность фона, поэтому прослеживаемость волн ухудшается.

Отношение сигнал – помеха также уменьшается при перезаписи с более высокочастотными фильтрами. Эта величина на фильтрации ОК-15БК примерно в 1,5 раза меньше,чем на фильтрации ОК-7БК и в 1,2 раза меньше, чем на ОК-10БК (рис. 10).

Для обработки использовались сейсмограммы, воспроизведенные при различных фильтрациях. По сейсмограммам южной части профиля Зарубино – Кировский, кроме кинематических характеристик волн, представилось возможным изучить изменения амплитуд некоторых волн с расстоянием и их частотные особенности.

Наблюдения на профиле Бикин – Великая Кема выполнены с регистраторами аппаратуры "Тайга", где запись осуществляется только на магнитную ленту при полосе пропускания частот 3–10 гц. Запись сейсмических волн удалось получить не далее 120 км от пункта взрыва, что связано главным образом с очень высоким уровнем микросейсм различного происхождения и качеством аппаратуры. Перезапись осуществлялась при трех комбинациях фильтров, частотные характеристики которых, приведенные для удобства сравнения к одному уровню, показаны на рис. 11.

Глава III

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛНОВОГО ПОЛЯ

Наблюдения на профилях ГСЗ производились, как отмечалось выше, по методике кусочно-непрерывного профилирования и по методике точечных наблюдений. Поэтому непрерывную фазовую корреляцию удалось осуществить только для части профиля Зарубино – Кировский. В остальных случаях применялась дискретная групповая корреляция волн, которая осуществлялась по ряду динамических и кинематических признаков. Динамика волн, вследствие указанного в предыдущей главе, как при непрерывной фазовой, так и при дискретной корреляции анализировалась лишь качественно.

При идентификации волн на разобщенных участках наблюдений учитывались амплитудная выразительность волн, их частотные особенности (видимые периоды), форма записи, взаимоотношение амплитуд разных волн и их разрешенность. К кинематическим признакам, используемым при дискретной корреляции, относятся величины кажущихся скоростей, взаимное расположение годографов волн, порядок их смены в первых вступлениях, согласие с теоретическими годографами, регулярность специальных полей времени (Пузырев и др., 1965а).

В настоящем разделе при характеристике волнового поля не рассматриваются вопросы, связанные с определением природы регистрируемых волн (этому посвящен специальный раздел работы). Исключение сделано для отраженных от поверхности Мохоровичича волн. Последние имеют настолько выразительные кинематические и динамические особенности, очень близкие к особенностям волн, связанных с поверхностью Мохоровичича и зарегистрированных при работах ГСЗ в большинстве районов с континентальной корой, что определение их природы не вызывает сомнений. Поэтому они обозначены символами, характеризующими также и природу волн, а именно $P^{M}_{отр}$ и $P^{M}_{пр}$ для отраженных и преломленных от поверхности Мохоровичича волн соответственно.

На основании анализа сейсмограмм и описанным признакам корреляции полученные в Приморье волновые поля могут быть представлены в следующем виде.

На профиле Бикин – Великая Кема выделено семь групп волн: $P^{ос}$, $P^{К}_{1-5}$ и $P^{М}_{отр}$ (рис. 12).

Вблизи пунктов взрыва следятся волны $P^{ос}$, образовавшиеся внутри осадочно-вулканогенного слоя. Они имеют сравнительно простую форму записи, состоят из двух-трех периодов (T =0,08–0,10 сек) с максимальной амплитудой у второй фазы. В начале прослеживания волны самые интенсивные, с удалением от пункта взрыва быстро затухают и в последующих вступлениях не выделяются. Величина наибольшего удаления, на котором прослеживаются волны $P^{ос}$, зависит от местоположения зондирований и связана, по-видимому, с глубиной залегания границ, на которых эти волны образовались. Так, в области Главного синклинория Сихотэ-Алиня при приеме колебаний на расстоянии в 54 км от пункта взрыва перед следующей волной $P^{К}_{1}$ следится очень слабая волна, которая, возможно, отождествляется с $P^{ос}$ (см. рис. 14). В

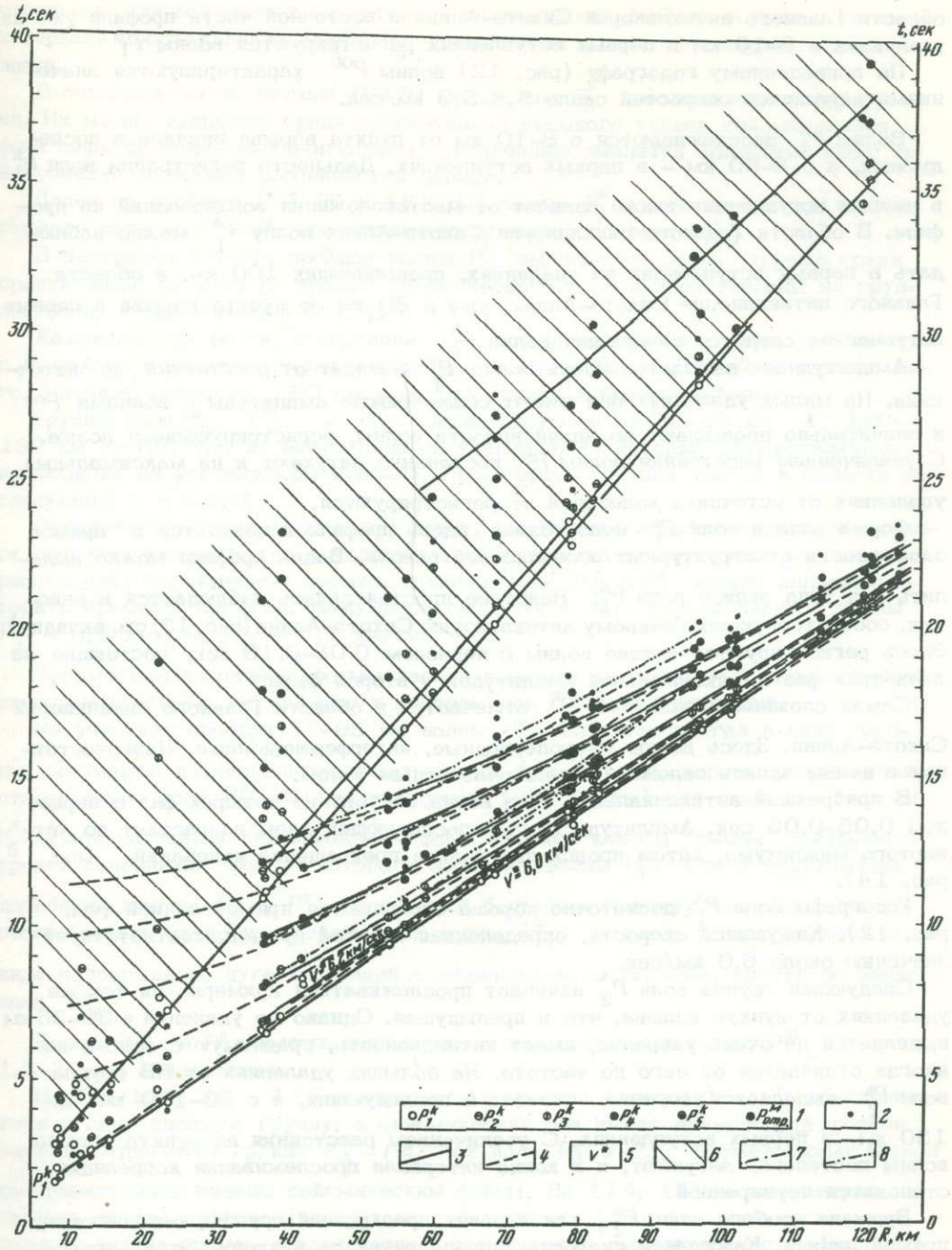


Рис. 12. Система годографов по профилю Бикин – Великая Кема, приведенных к одному пункту взрыва

1 – волны, образовавшиеся на основных сейсмических границах в земной коре и верхней мантии; *2* – волны, образование которых не связано с основными границами; *3* – годографы осредненные; *4* – теоретические годографы отраженных и преломленных волн, соответствующие скоростной модели IV (см. главу III, рис. 35); *5* – кажущиеся скорости; *6* – область регистрации поперечных волн; *7* – наблюденные годографы для ПВ 8; *8* – теоретические годографы, рассчитанные для ПВ 8

области Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и восточной части профиля уже на удалениях в 8–10 км в первых вступлениях регистрируются волны $P_1^к$

По приведенному годографу (рис. 12) волны $P^{ос}$ характеризуются значениями кажущихся скоростей около 5,8–5,9 км/сек.

Волны $P_1^к$ прослеживаются с 8–10 км от пункта взрыва вначале в последующих, а с 8–50 км – в первых вступлениях. Дальность регистрации волн $P_1^к$ в первых вступлениях также зависит от местоположения зондирований на профиле. В области Главного синклинория Сихотэ-Алиня волну $P_1^к$ можно наблюдать в первых вступлениях на удалениях, превышающих 100 км; в области Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, уже в 80 км от пункта взрыва в первых вступлениях следится следующая волна $P_2^к$.

Амплитудная выразительность волн $P_1^к$ зависит от расстояния до источника. На малых удалениях они имеют соизмеримые амплитуды с волнами $P^{ос}$ и значительно превышают по интенсивности волны, регистрирующиеся позже. С увеличением расстояния волны $P_1^к$ постепенно затухают и на максимальных удалениях от источника колебаний не регистрируются.

Форма записи волн $P_1^к$ непостоянна вдоль профиля и находится в прямой зависимости от структурных особенностей района. Вдоль профиля можно выделить три типа записи волн $P_1^к$. Наиболее простая запись наблюдается в районах, соответствующих Главному антиклинорию Сихотэ-Алиня (рис. 13; см. вкладку). Здесь регистрируются четкие волны с периодом 0,08–0,10 сек, состоящие из двух-трех фаз с максимальной амплитудой у второй фазы.

Самая сложная запись волн $P_1^к$ отмечается в области Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Здесь волны многопериодные, интерференционные. Низкочастотная в целом запись осложнена высокочастотным фоном.

В прибрежной антиклинальнъй зоне волна состоит из четырех фаз с периодом 0,05–0,06 сек. Амплитуда каждой последующей фазы возрастает до четвертого максимума, затем происходит резкое прекращение колебаний (см. рис. 14).

Годографы волн $P_1^к$ достаточно хорошо осредняются прямой линией (см. рис. 12). Кажущаяся скорость, определенная по этой прямой, соответствует значению около 6,0 км/сек.

Следующая группа волн $P_2^к$ начинает прослеживаться примерно на тех же удалениях от пункта взрыва, что и предыдущая. Однако до удалений в 30–35 км выделяется не очень уверенно, имеет интенсивность, сравнимую с фоном, но иногда отличается от него по частоте. На бо́льших удалениях от ПВ группа волн $P_2^к$ выделяется уверенно сначала в последующих, а с 80–100 км до 130 км в первых вступлениях. С увеличением расстояния до пункта взрыва волны постепенно затухают, и в конце интервала прослеживания корреляция становится неуверенной.

Времена пробега волн $P_2^к$, как и волна предыдущей группы, осредняются прямой линией. Кажущаяся скорость, определенная по наклону этой прямой, равна 6,2 км/сек.

Форма записи волн $P_2^к$ сложная. На участках, соответствующих Главному антиклинорию Сихотэ-Алиня, Главному синклинорию Сихотэ-Алиня от Благодатненского разлома на восток, Прибрежной антиклинальной зоне, запись волны $P_2^к$ представляет собой сравнительно небольшой длительности низкочастотные колебания с периодом 0,13–0,15 сек, осложненные высокочастотным фоном.

В пределах Главного синклинория Сихотэ-Алиня волны $P_2^к$ следятся в виде группы волн примерно одинаковой частоты (период равен 0,07–0,09 сек).

Волны $P_3^к$ регистрируются в основном в последующих вступлениях с 35–40 км от пункта взрыва. В первых вступлениях их можно видеть только на

отдельных сейсмограммах, полученных на удалениях 120 км и более. На всем интервале прослеживания волны $P_3^к$ соизмеримы по интенсивности с предыдущими.

В западной части профиля (0–70 км) волны $P_3^к$ прослеживаются неуверенно. Их можно выделить среди сравнительно высокого уровня сейсмического фона лишь по очень незначительному увеличению амплитуд колебаний либо по изменению частотных особенностей записи.

Далее по профилю (77–95 и 181 км) волны $P_3^к$ являются частью непрерывного цуга колебаний, продолжающегося вплоть до волн $P_{отр}^м$.

В центральной части профиля волны $P_3^к$ выделяются очень хорошо среди сравнительно низкого по уровню сейсмического фона и представлены не группой волн, а одной волной (см. рис. 13).

Кажущиеся скорости, определенные по осредненному годографу, уменьшаются с 8 км/сек в начале интервала прослеживания до 6,2–6,3 км/сек в конце него. Начиная примерно с 80 км годограф близок к прямолинейному.

Группы волн $P_4^к$, $P_5^к$ и $P_{отр}^м$ регистрируются от 30–40 км до 120–130 км от ПВ, т.е. до максимальных удалений, на которых осуществлялись наблюдения на исследуемом профиле. Прослеживаются они только в области последующих вступлений.

Осредняющие годографы имеют форму, близкую к гиперболической, кажущиеся скорости уменьшаются с удалением от источника волн. Однако на больших расстояниях наблюденные времена пробега волн $P_4^к$ и $P_5^к$ можно аппроксимировать прямыми линиями. Кажущиеся скорости в этом случае равны: волны $P_4^к$ – 6,6 км/сек, $P_5^к$ – 7,1 км/сек.

Рассмотрим изменение формы записи выделенных групп волн вдоль профиля, относя полученную информацию к центрам пар сейсмозондирований.

На участках профиля 77–95 км волны $P_4^к$ следятся иногда в виде группы, состоящей из нескольких простых волн (86–87 км), хорошо разрешенной относительно волн $P_3^к$. В других случаях (94, 95 км) они отделены от волн $P_5^к$ зоной затухания сейсмического фона, являясь как бы "тылом" повышенного уровня колебаний, "фронт" которого образуют волны $P_3^к$. Среди окружающих колебаний группы $P_3^к$ и $P_4^к$ выделяются большими амплитудами. На всем отрезке профиля четко прослеживаются волны $P_5^к$, которые регистрируются в виде непрерывного цуга колебаний с отдельными всплесками, вплоть до записи волн $P_{отр}^м$.

Волны $P_4^к$ и $P_5^к$ имеют соизмеримые амплитуды колебаний, $P_{отр}^м$ – в 1,5–2 раза интенсивнее.

На 53, 106, 107, 143-м километрах профиля волны $P_4^к$ и $P_5^к$ объединяются в одну сложную группу, а сейсмический фон имеет повышенный уровень записи. Отделяется группа $P_4^к - P_5^к$ от волн $P_3^к$ и $P_{отр}^м$ промежутками записи со сравнительно низким сейсмическим фоном. На 114, 131-м километрах профиля четкая дифференциация волн отсутствует. Здесь следится несколько волн, имеющих примерно одинаковую динамическую выразительность. Выделить среди них волны $P_4^к$ и $P_5^к$ трудно. Волны $P_{отр}^м$ выделяются хорошо по повышенной интенсивности записи.

На 38, 156, 164 и 175-м километрах профиля группа $P_4^к$ неразрешима с $P_{отр}^м$. Группа $P_5^к$ выделяется не очень уверенно, только начало ее отмечается незначительным увеличением амплитуд, иногда частотными особенностями. Волны $P_4^к$, $P_5^к$ – в основном высокочастотные с периодом 0,05–0,07 сек, со сложной формой записи. Волны $P_{отр}^м$ имеют соизмеримые амплитуды с волнами $P_4^к$ и $P_5^к$ или чуть бо́льшие, более низкочастотные (T =0,10–0,15 сек). В целом низкочастотная запись волн $P_{отр}^м$ осложнена высокочастотными ко-

лебаниями. Позже $P^{м}_{отр}$ на 164 и 175-м километрах профиля можно наблюдать еще одну группу волн, имеющую большие амплитуды колебаний.

По кинематике все описанные группы волн являются продольными. Кроме них, в области последующих вступлений очень часто следятся интенсивные волны, имеющие меньшие кажущиеся скорости и более низкие частоты (рис. 14; см. вкладку). Эти волны состоят из нескольких групп, порядок следования которых и динамическая выразительность во многом схожи с продольными волнами. Отношение времен пробега низкоскоростных и продольных волн в пределах всего профиля изменяется от 1,63 до 1,80 при среднем значении около 1,71. Подобные кинематические характеристики волн говорят о том, что бо́льшую часть пути они распространяются как поперечные.

Следует отметить, что сейсмогеологические условия благоприятствовали возбуждению поперечных волн. Так, по данным экспериментальных исследований Н.Н. Пузырева, К.А. и Г.Н. Лебедевых (1967), интенсивные поперечные волны (в четыре и более раз превосходящие интенсивность продольных волн) образуются в полостях (траншеях), заполненных поглотителем (в частности, рыхлой почвой). В нашем районе исследований взрывы производились обычно в узких речных долинах, фундамент которых сложен кристаллическими породами, а чехол - четвертичными рыхлыми песчано-глинистыми отложениями мощностью до 100 м, т.е. в естественно созданных, как правило асимметричных, полостях с поглотителем. Такое геологическое строение участков и послужило, вероятно, основной причиной образования интенсивных поперечных волн. Некоторые сомнения относительно названной природы волн вызывает то обстоятельство, что они имеют иногда большие амплитуды колебаний по сравнению с продольными волнами, хотя и регистрируются вертикальными приборами. Однако такое соотношение амплитуд является кажущимся, и оно наблюдается только на сейсмограммах, воспроизведенных на низкочастотных фильтрациях, являющихся оптимальными для выделения поперечных волн. Если перезапись вести с более высокочастотными фильтрами, то этих волн на сейсмограммах практически не видно (см. рис. 20,б). Соотношение интенсивности продольных и поперечных волн в условиях оптимальности параметров фильтров перезаписи каждой из этих волн составляет величину, примерно равную 5, т.е. продольные волны гораздо интенсивнее поперечных. Такое соотношение интенсивности волн P и S характерно и для других сейсмограмм. Можно указать несколько причин, в результате которых поперечные волны регистрируются вертикально поляризованными сейсмоприемниками.

1. Угол выхода лучей отличен от $\frac{\pi}{2}$;

2. Наличие границы обмена в верхах геологического разреза. Н.И. Павленкова (1971) считает, что при наличии в открытых районах границы обмена фундамент - осадки возможно изучение поперечных колебаний (обменных волн типа PS) и одними вертикальными приборами. В исследуемом районе такой границей может быть граница между аллювиальными отложениями и кристаллическими породами фундамента, поскольку, как и пункты взрыва, расстановки сейсмоприемников располагались главным образом в речных долинах.

3. Нелинейная поляризация поперечной волны. На сложный характер поляризации поперечных волн указывают данные экспериментальных исследований в скважинах, в частности, приведенные Ф.Б. Виноградовым (1967).

На профиле Спасск-Дальний - Тадуши структура волнового поля и его особенности в общих чертах аналогичны описанному выше. Выделены те же группы волн: $P^{ос}$, $P^{к}_{1-5}$, $P^{м}_{отр}$ (рис. 15-17, 19; рис. 15, 16 см. на вкладке).

Первая волна регистрируется только в первых вступлениях, $P^{к}_{1-3}$ - как в первых, так и в последующих, $P^{к}_{4-5}$ и $P^{м}_{отр}$ - только в последующих вступлениях.

К волнам $P^{ос}$ отнесены волны, следящиеся первыми от пункта взрыва до зоны интерференции со следующей волной, образовавшейся на кровле консолидированной части земной коры. Смена волн происходит в интервале от 6 до

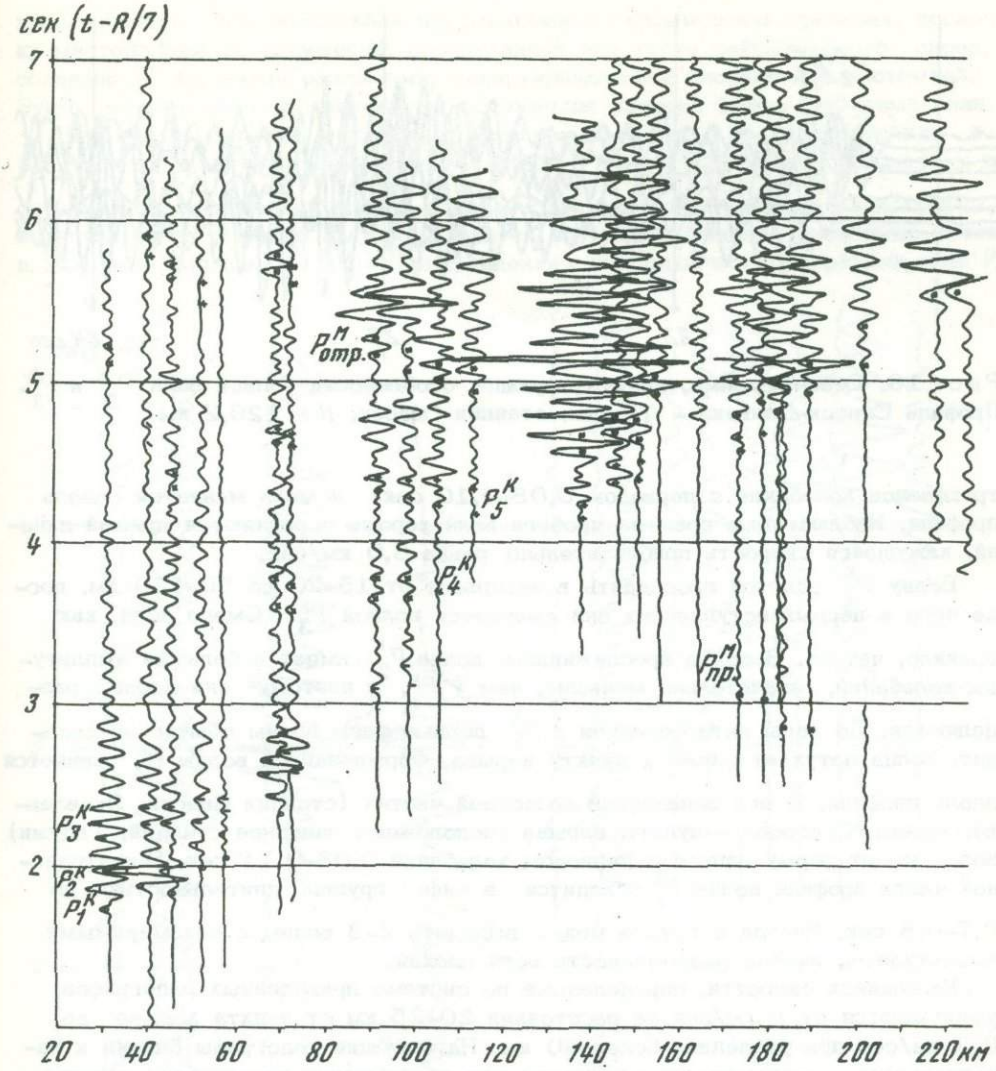


Рис. 17. Сводная сейсмограмма, полученная на станции Суворово. Профиль Спасск–Дальний – Тадуши

12 км от пункта взрыва. Характер смены волн различен на разных участках профиля. Иногда ее можно проследить очень отчетливо (станции Спасск, Яковлевка, Селенча, Лужки при расположении пунктов взрыва к западу от станций наблюдений, Суворово). В этом случае в конце интервала прослеживания волн $P^{ОС}$ в последующих вступлениях появляются более высокоскоростные и более интенсивные волны ($P_1^К$). Волны же $P^{ОС}$ быстро затухают.

В некоторых случаях смену волн $P^{ОС}-P_1^К$ заметить не удается (станция Лужки при расположении пунктов взрыва восточнее станции, станция Тадуши), возможно, в силу дискретности систем наблюдений. Здесь до 60–70 км от пунктов взрыва особых изменений формы записи первых волн не происходит, кажущиеся скорости меняются плавно и увеличиваются от пунктов взрыва.

Волны $P_1^К$ прослеживаются с 7 км в области последующих вступлений. При удалениях на 6–20 км от пунктов взрыва они выходят в первые вступления и следятся там до 50 км. Смены волн $P_1^К$ и следующей $P_2^К$, как и предыдущих, иногда четкие, иногда неуверенные. С увеличением расстояния от пунктов взрыва волны $P_1^К$ постепенно затухают. Форма записи обычно простая (двух-

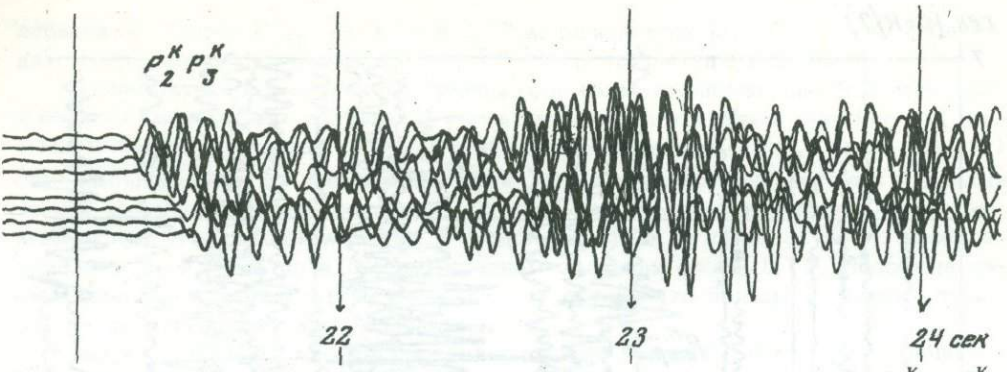


Рис. 18. Сейсмограмма, иллюстрирующая особенности записи волн P_2^K и P_3^K. Профиль Спасск–Дальний – Тадуши, станция Спасск, R = 126,2 км

трехфазное колебание с периодом 0,08–0,10 сек) и мало меняется вдоль профиля. Наблюденные времена пробега волн хорошо осредняются прямой линией, кажущаяся скорость приблизительно равна 6,0 км/сек.

Волну P_2^K удается проследить в интервале от 15–20 до 50–130 км, после чего в первых вступлениях она сменяется волной P_3^K. Смена волн, как правило, четкая. В конце прослеживания волна P_2^K имеет небольшие амплитуды колебаний, значительно меньшие, чем у P_3^K, и поэтому они хорошо разделяются. До зоны интерференции с P_3^K первые фазы волны обычно не доходят, волна затухает ближе к пункту взрыва. Форма записи волны P_2^K меняется вдоль профиля. В его западной и восточной частях (станции Спасск, Яковлевка, Лужки, Суворово – пункты взрыва расположены западнее станций, Тадуши) волна имеет форму записи с периодом колебаний 0,08–0,11 сек. В центральной части профиля волна P_2^K следится в виде группы длительностью до 0,7–0,8 сек. Иногда в группе можно выделить 2–3 волны с соизмеримыми амплитудами, иногда разрешенность волн плохая.

Кажущиеся скорости, определенные по системе приведенных годографов, уменьшаются от 8 км/сек на расстоянии 20–25 км от пункта взрыва до 6,2 км/сек при удалениях более 40 км. Нагоняющие годографы близки к параллельным, закономерного схождения или расхождения нагоняющих годографов не наблюдается (см. рис. 16).

Волны P_3^K прослеживаются при удалениях 20–130 км от пунктов взрыва. Они представлены волновым пакетом, состоящим из нескольких волн, в той или иной степени разрешенных между собой.

Характерной чертой этой группы волн является четкое начало уверенной регистрации. Его удаленность от пунктов взрыва составляет 64–75 км для центральной части профиля и 30–50 км – для западной и восточной частей. До указанных удалений волны P_3^K выделяются среди сейсмического фона по-разному. Иногда очень надежно отличаясь от фона большей интенсивностью и регулярностью записи, более высокими, по сравнению с волнами P_3^K, кажущимися скоростями. Иногда положение волны можно определить весьма относительно.

Интересно взаимоотношение волн P_2^K и P_3^K, зарегистрированных станцией Спасск. Четкое разделение этих волн наблюдается на удалении около 45–50 км от ПВ. Обычно в таких случаях волна P_2^K прослеживается не далее 20–30 км после начала уверенной регистрации волны P_3^K. Здесь же они прослеживаются вместе до 128 км, характеризуясь соизмеримыми амплитудами и очень близкими кажущимися скоростями (рис. 18, 19). Отмечается несколько петель годографов волн P_3^K (на 45, 60,2 и 88,7 км). По-видимому, такой характер

прослеживания волн обусловлен нарушениями в сейсмических границах, поскольку местоположение нарушений, определенное при учете сейсмического сноса, совпадает с крупными разломами, закартированными геологической съемкой. Этим же участкам соответствуют осложнения записей более глубинных волн.

На станции Селенча (восточный годограф, см. рис. 16) на расстоянии в 86,8 км от пункта взрыва перед волной $P_4^к$, позже $P_3^к$ (принадлежность к последней устанавливается исходя из равенства взаимных времен с годографом, полученным на станции Тадуши) следится интенсивная волна, амплитуда которой в 3–4 раза больше, чем $P_3^к$. При сравнении с нагоняющими годографами волн $P_3^к$,

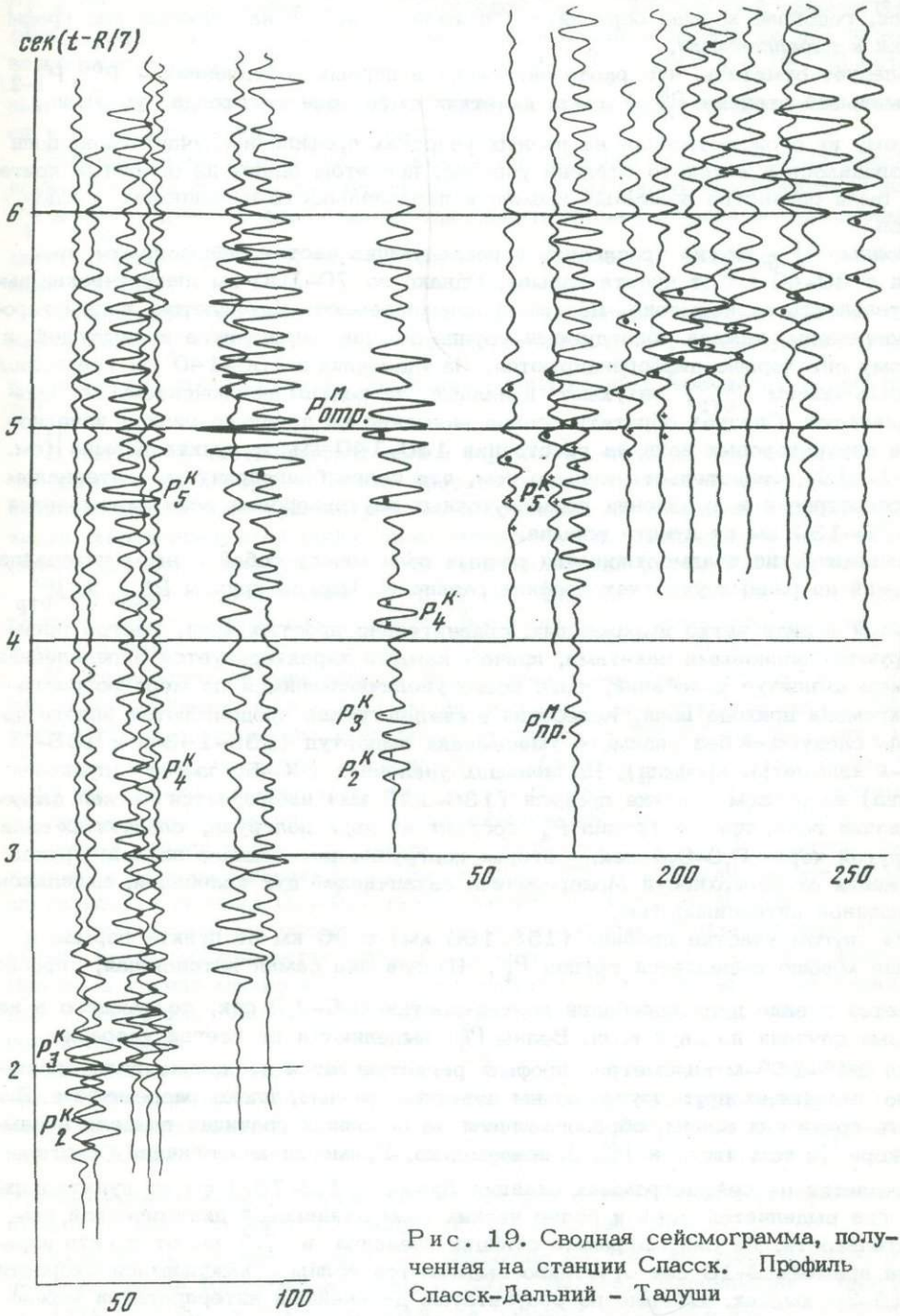


Рис. 19. Сводная сейсмограмма, полученная на станции Спасск. Профиль Спасск–Дальний – Тадуши

полученных на станциях Лужки и Суворово, годографа указанной интенсивной волны оказалось, что они практически параллельны. Таким образом, очевидно, что на этом участке профиля к $P_3^к$ относятся две волны, регистрирующиеся на разных временах. С учетом сейсмического сноса он также отвечает крупному разлому. Следовательно, можно предположить, что первая по времени регистрации малоинтенсивная волна является преломленно-дифрагированной, образовавшейся в зоне разлома.

Кажущиеся скорости волн $P_3^к$ уменьшаются с 8,0 км/сек на удалении в 30 км до 6,4 км/сек в конце интервала прослеживания. С 50-60 км от пункта взрыва заметного закономерного изменения кажущейся скорости не наблюдается, годограф хорошо осредняется прямой линией, а нагоняющие годографы близки к параллельным.

Следует отметить, что разделение волн в первых вступлениях - P^{oc}, $P_{1-2}^к$ и в меньшей степени $P_3^к$ - из-за нечетких смен волн не всегда уверенно. Поэтому их отождествление на разных участках профиля в случаях смен волн производилось в какой-то степени условно, при этом одним из основных критериев были равенство взаимных времен и параллельность нагоняющих годографов.

Волны $P_{4-5}^к$ можно проследить в последующих частях сейсмограмм, начиная с 30-40 км от пункта взрыва. Однако до 70-100 км динамическая выразительность их невысока. Дальше прослеживаемость улучшается, волны хорошо разрешены, каждая последующая группа обычно интенсивнее предыдущей, и поэтому они хорошо дифференцируются. На удалениях в 130-140 км все волны, за исключением $P_{отр}^м$, затухают и дальше, за редким исключением, не прослеживаются. Следует обратить особое внимание на довольно резкое исчезновение внутрикоровых волн на расстоянии 130-140 км от пункта взрыва (см. рис. 15,16), свидетельствующее о том, что более благоприятным интервалом для регистрации и выделения промежуточных внутрикоровых волн оказывается зона 70-130 км от пункта взрыва.

Динамические взаимоотношения разных волн между собой в этом интервале удалений на разных участках профиля различны. Иногда группы $P_{3-5}^к$ и $P_{отр}^м$ следятся в виде четко выраженных, сравнительно простых волн. Иногда регистрируются волновыми пакетами, причем каждый характеризуется определенным уровнем амплитуд колебаний, чаще всего увеличивающимся по мере возрастания времени прихода волн. Колебания в каждой группе продолжаются вплоть до начала следующей без видимого уменьшения амплитуд (136-143-й и 158-190-й километры профиля). На меньших удалениях (40-50 км от пункта взрыва) на первом участке профиля (136-143 км) наблюдается четкая дифференциация волн, причем группа $P_4^к$ состоит из двух подгрупп, следующих одна за другой через 0,3-0,5 сек, вторая подгруппа интенсивнее первой. Группа отражений от поверхности Мохоровичича заканчивает цуг колебаний, выделяясь повышенной интенсивностью.

На другом участке профиля (158-190 км) с 30 км от пункта взрыва и дальше хорошо выделяется группа $P_4^к$. Иногда она самая интенсивная; прослеживается в виде цуга колебаний длительностью 0,6-0,9 сек, состоящего в некоторых случаях из двух волн. Волны $P_5^к$ выделяются не всегда уверенно.

На 145-158-м километрах профиля регистрируется несколько волн, непрерывно сменяющих друг друга; волны невыразительные, плохо разрешенные. Выделить среди них волны, образовавшиеся на основных границах раздела в земной коре (в том числе и $P_{от р}^м$), невозможно. Примерно аналогичная картина наблюдается на сейсмограммах станции Лужки (71,2-78,4 км от пункта взрыва); где выделяется семь и более четких волн одинаковой динамической выразительности. На сейсмограмме станции Селенча в 7,9 км от пункта взрыва на времени 9-10 сек отчетливо выделяются волны с кажущимися скоростями 15-20 км/сек, которые по результатам дальнейшей интерпретации можно отнести к группе $P_5^к$.

На 90–100, 131, 200–210-м километрах профиля при удалениях на 40 км от пункта взрыва и далее очень хорошо выделяется группа волн $P_4^к$ длительностью 0,6–0,7 сек, состоящая иногда из двух многопериодных волн. Волны $P_5^к$ на этих участках профиля прослеживаются очень плохо, практически не выделяются среди колебаний сейсмического фона.

На участках профиля, соответствующих 100–110, 120–130, 190–200 и 213 км, отмечается четкая дифференциация волн. Наибольшие амплитуды имеют волны, составляющие группы $P_4^к$ и $P_{отр}^м$. В промежутке между группами $P_4^к$ и $P_5^к$ заметно понижение сейсмического фона; 110–120-й километры профиля характеризуются неустойчивым прослеживанием волн в последующих вступлениях. Иногда хорошо выделяются волны $P_4^к$, иногда – $P_5^к$. В остальных случаях волны последующих вступлений ничем друг от друга не отличаются и разделить их на группы невозможно.

Западная и восточная части профиля исследованы при годографах небольшой величины – до 80 км, т.е. ближе области оптимального прослеживания волн $P_4^к$ и $P_5^к$. Однако и здесь можно проследить четкие группы волн, которые по кинетическим характеристикам и глубине образования относятся к анализируемым группам.

Характерной особенностью западной части профиля является неясное положение волн $P_4^к$. Волны, которые можно отнести к $P_5^к$, представлены группой из двух–трех простых волн. Последние волны группы, возможно, относятся к $P_{отр}^м$.

В восточной части профиля волны $P_4^к$ и $P_5^к$ очень хорошо выделяются с 40 км от пункта взрыва. Ближе прослеживаются только волны первых вступлений и поперечные. Сейсмограммы, полученные при взрывах в прибрежной части, характеризуются более низкочастотной, по сравнению с остальным профилем, записью. Преобладающие периоды колебаний равны 0,15–0,18 сек.

Кажущиеся скорости волн $P_4^к$ и $P_5^к$ до удалений 70–90 км от ПВ увеличиваются, далее практически остаются постоянными и равны соответственно 6,5 и 6,7 км/сек.

К отражениям от поверхности Мохоровичича отнесены волны, характеризующиеся на удалениях более 120 км наибольшими амплитудами записи. Область уверенного прослеживания этих волн начинается с 70–80 км от пункта взрыва, но иногда их можно проследить и ближе. При удалениях более чем на 140 км уверенно можно выделить только группу $P_{отр}^м$. Остальные волны имеют интенсивность на уровне сейсмического фона (см. рис. 17, 19).

Форма записи волн $P_{отр}^м$ меняется вдоль профиля. На большинстве сейсмограмм станций Яковлевка и Спасск волна $P_{отр}^м$ – четкая, имеет небольшую длительность порядка 0,5–0,7 сек и состоит из четырех–пяти фаз.

На сейсмограммах остальных станций отраженные от поверхности Мохоровичича волны обычно регистрируются в виде группы волн разной длительности. Иногда в группе можно выделить несколько четких волн, имеющих параллельные годографы. Иногда же группа представлена постепенно затухающим цугом колебаний.

Изменение характера записи волн $P_{отр}^м$ от сейсмограммы к сейсмограмме, как правило, резкое. Четких устойчивых волн, образовавшихся в подкоровом слое, не отмечается. Исключение составляют сейсмограммы станции Спасск, где в 200 км от пункта взрыва на секунду позже первой волны $P_{отр}^м$ появляется более высокочастотная волна, которая с увеличением расстояния до пункта взрыва сближается с волной $P_{отр}^м$ (см. рис. 19).

Кажущиеся скорости волн $P_{отр}^м$ примерно до 120 км уменьшаются, далее практически не меняются и равны 6,7–6,8 км/сек. Нагоняющие годографы до 130–140 км от ПВ расходятся, на больших удалениях иногда практически

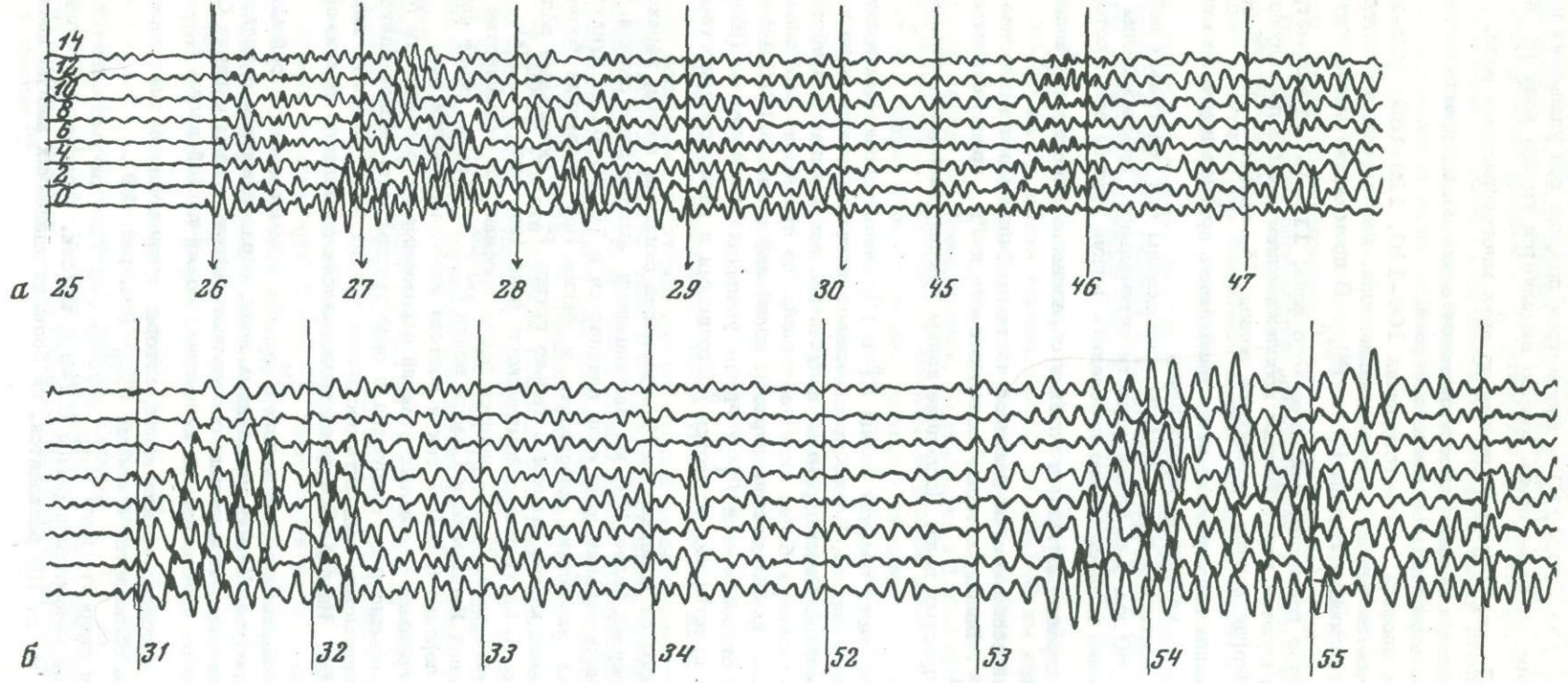


Рис. 20. Сейсмограммы, иллюстрирующие особенности записи поперечных волн. Профиль Спасск–Дальний – Тадуши
а – станция Тадуши, R = 153,6 км, Q = 650 кг; *б* – станция Суворово, R = 189,9 км, Q = 1000 кг

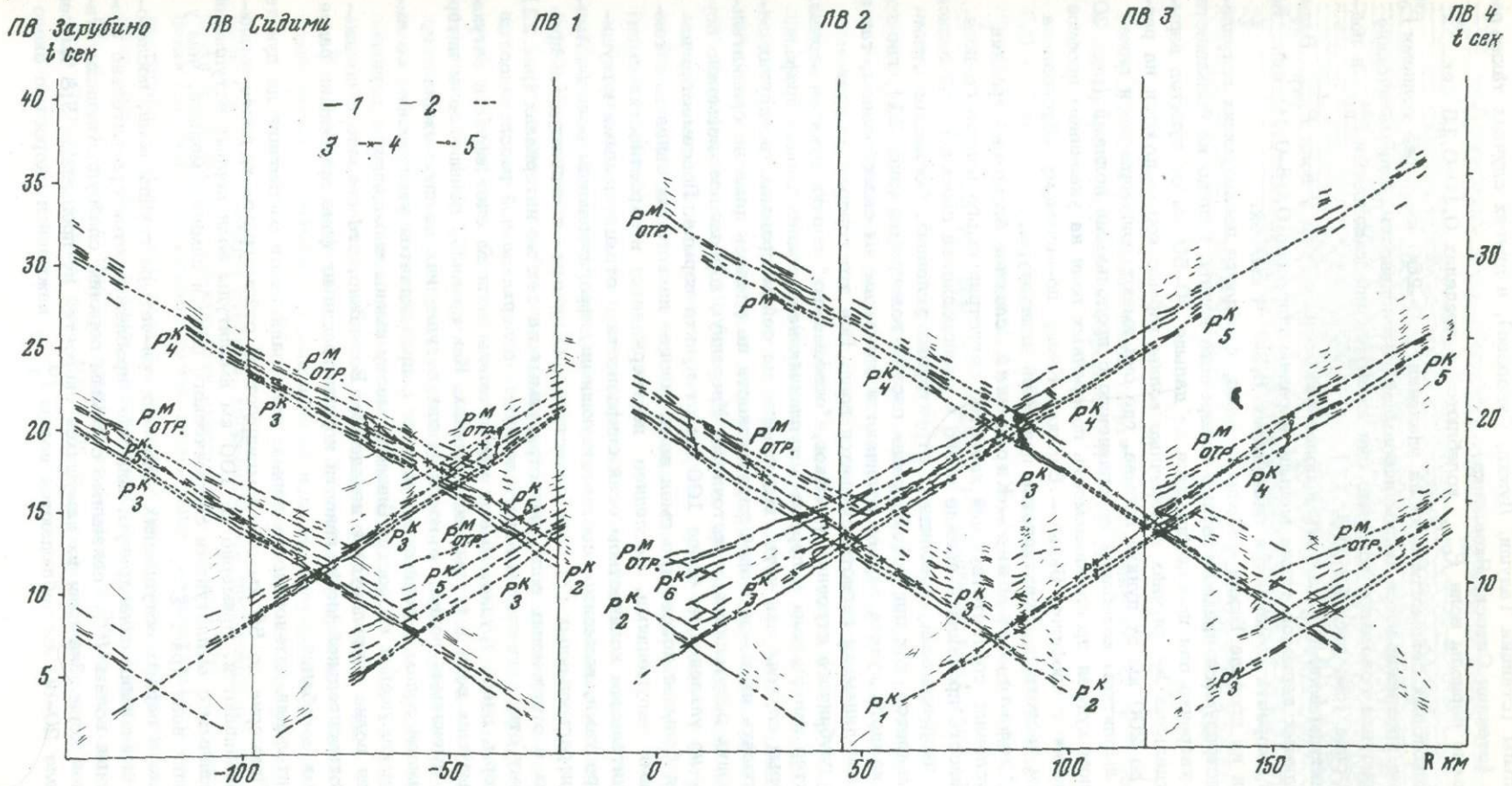


Рис. 21. Система годографов по профилю Зарубино – Кировский

1 – оси синфазности наиболее динамически выдержанных волн; *2* – оси синфазности прочих волн; *3* – участки интерполяции годографов. Линии, соединяющие начальные точки головных волн: *4* – скоростная модель III, *5* – скоростная модель I (см. рис. 35)

параллельны (станции Тадуши, Лужки, Суворово), в других случаях также расходятся (станции Спасск, Яковлевка).

Видимые периоды волн $P^{м}_{отр}$ колеблются в пределах 0,10–0,15 сек.

На некоторых сейсмограммах на удалении 160–200 км перед волнами $P^{м}_{отр}$ отчетливо прослеживаются волны небольшой интенсивности. Кинематические характеристики говорят о том, что они являются преломленными $P^{м}_{пр}$ в подкоровом слое (см. рис. 15, 16, 17).

Амплитуды волн $P^{м}_{пр}$ в пять и более раз меньше, чем у волн $P^{м}_{отр}$. Величины видимых периодов также меньше и равны примерно 0,08–0,10 сек. Кажущиеся скорости измеряются значениями 8,2–8,4 км/сек.

Как и на профиле Бикин – Великая Кема, в области последующих вступлений регистрируются низкочастотные поперечные волны. Однако на большинстве станций уверенно они прослеживаются не дальше 40–50 км от пунктов взрыва. В отдельных же случаях поперечные волны хорошо коррелируются на расстоянии до 200 км от пункта взрыва, где они имеют соизмеримые и даже большие амплитуды колебаний по сравнению с продольными волнами (рис. 20).

В целом худшая прослеживаемость поперечных волн на указанном профиле по сравнению с профилем Бикин – Великая Кема, по-видимому, обусловлена различием частотных характеристик приемной аппаратуры.

На профиле Зарубино – Кировский сложное блоковое строение коры обусловило соответствующий характер регистрируемого волнового поля. Эта сложность проявилась прежде всего в разнородности сейсмической записи взрывов, производимых в различных структурных условиях. Последнее отчетливо проявляется как при рассмотрении систем годографов (рис. 21), где годографы каждого пункта взрыва отличаются присущим им своеобразием, так и при анализе динамики регистрирующихся волн. Все это говорит о резком различии глубинного строения участков, "освещаемых" с этих пунктов взрыва.

Характер записи волн в первых вступлениях непостоянен вдоль профиля. В некоторых случаях они четко выделяются на сейсмограммах, в других зарегистрировать их из-за малой интенсивности не удалось даже на сравнительно небольших расстояниях от источника. Уверенную корреляцию возможно осуществить на удалении не более 100 км от пункта взрыва. Повсеместно наблюдается большое количество смен волн, многие из которых связаны с тектоническими нарушениями. Последнее подтверждается в окрестностях смен волн значительным количеством осей синфазности с отрицательными кажущимися скоростями, возможно, соответствующими дифрагированным волнам. Амплитуды дифрагированных (?) волн зачастую соизмеримы с амплитудами преломленных и отраженных волн, регистрируемых на тех же интервалах (рис. 22).

Поэтому отыскать смены волн, связанные с вертикальной расслоенностью земной коры, очень трудно. Имеют место смены волн за счет эффекта затухания предыдущих волн в первых вступлениях. Как правило, дальше зоны интерференции сменяемая волна в последующих вступлениях не прослеживается. Выход каждой волны в первые вступления сопровождается увеличением ее амплитуды и кажущейся скорости. Ближе к месту смены выходящая в первые вступления волна коррелируется ненадежно. Возможно, это связано с понижением ее относительной интенсивности и регистрации на фоне пришедших ранее регулярных колебаний.

Относительная интенсивность первых волн зависит от расстояния до пункта взрыва. Примерно до 50 км они доминируют на сейсмограммах, далее амплитуды выравниваются. Примерно со 100 км амплитуды волн первых вступлений часто сравнимы с амплитудами сейсмического фона и намного меньше, чем у последующих волн (рис. 23).

В целом в первых вступлениях выделено три-четыре группы волн, последовательно сменяющих одна другую. Вначале прослеживаются сравнительно низкоскоростные волны $P^{ос}$, связанные с самым верхним слабоуплотненным этажом земной коры. Значения их кажущихся скоростей не превышают 5,8 км/сек. В интервале 20–60 км наблюдаются волны $P^{к}_{1}$ с кажущейся скоростью около

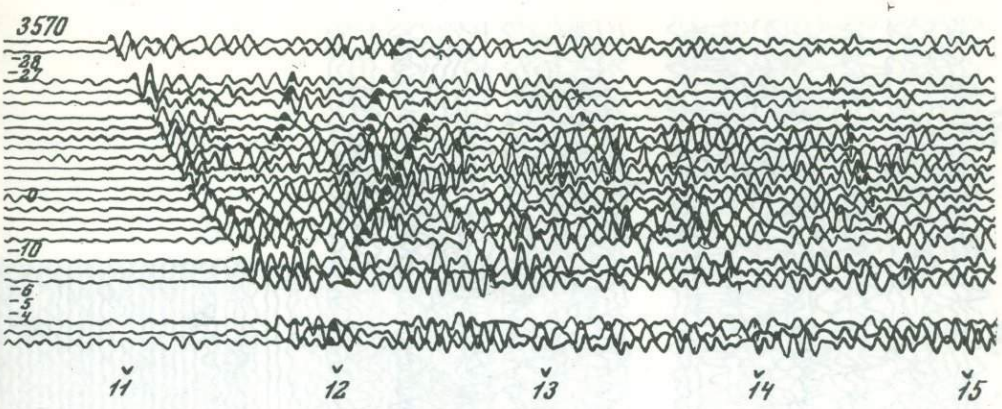


Рис. 22. Сейсмограмма, иллюстрирующая особенности записи дифрагированных волн. Профиль Зарубино – Кировский, R = 64 км

6,0 км/сек. На расстояниях 40–50 км в первые вступления выходят волны $P_2^К$ с кажущейся скоростью 6,2 км/сек и прослеживающиеся в них примерно до 100 км. Далее прослеживается волна $P_3^К$, имеющая кажущуюся скорость около 6,4 км/сек. Годографы волн $P_{1-3}^К$ хорошо осредняются прямыми линиями; нагоняющие годографы одноименных волн практически параллельны.

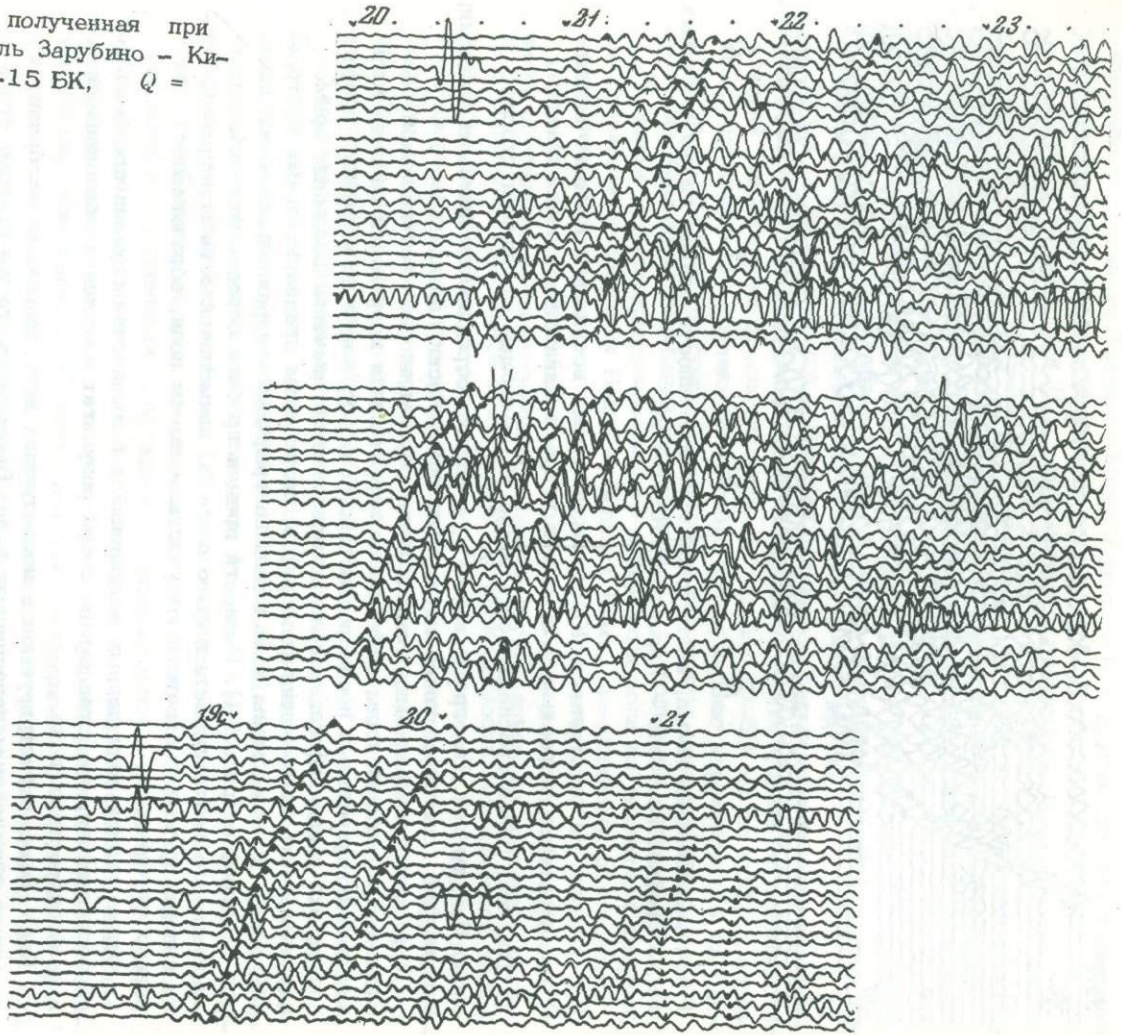
Как было показано выше, смены волн, обусловленные вертикальной расслоенностью земной коры, затушеваны нарушениями корреляции за счет наличия в ней скоростных неоднородностей. Поэтому, как и на широтных профилях, для увязки и идентификации волн использовались значения взаимных времен, параллельность нагоняющих годографов, результаты предварительных построений. Очень хорошо смены волн видны на графиках непараллельности нагоняющих годографов (рис. 24). Разности времен пробега осредняются ломаными линиями, что подтверждает, в свою очередь, прямолинейность годографов. Точки излома прямых соответствуют участкам смены волн, образовавшихся на разных глубинах.

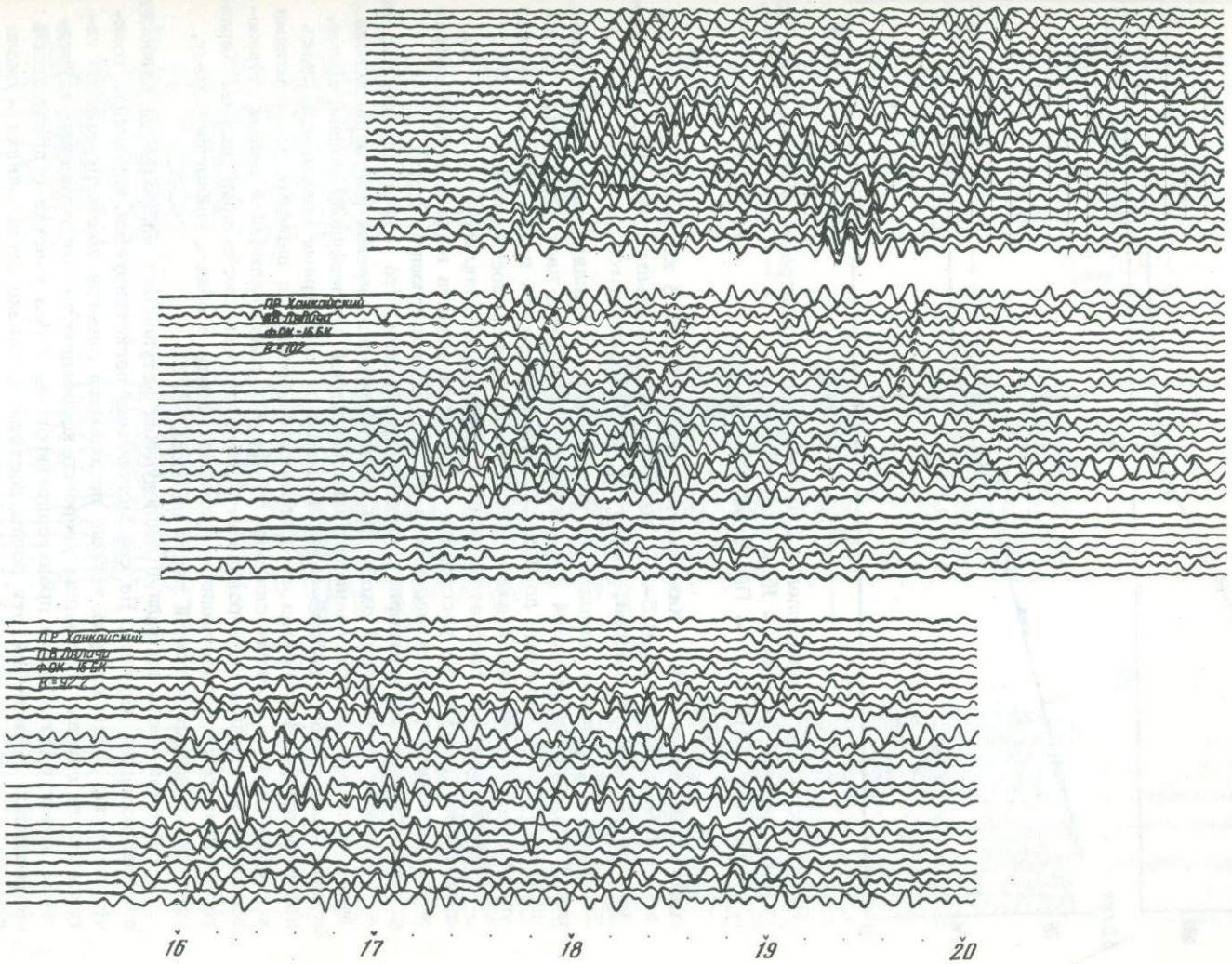
Форма записи волн первых вступлений в большинстве случаев сложная: интерференционная, представляющая собой результат наложения разнопериодных и разноскоростных волн.

Поле волн, регистрируемое в последующих вступлениях, разнообразно и не менее сложно, чем поле первых волн. Выделяются те же группы, что и на широтных профилях. Внутрикоровые волны прослеживаются дальше от пункта взрыва – до 150–170 км и затухают медленнее, однако динамическая выразительность их гораздо хуже. Регулярные волны в последующих частях сейсмограмм прослеживаются в одних случаях с 20–30 км от пункта взрыва, в других – с 45–50 км, занимая по времени полосу от 6 до 11 сек. С увеличением расстояний до 150 км эта полоса сужается до 2 сек.

В южной части профиля в пределах Туманган–Суйфунского антиклинория сравнительно устойчивое прослеживание волн последующих вступлений возможно с расстояний не менее 70 км от источника. На меньших удалениях группы волн $P_4^К - P_{ОТД}^М$ невыразительны, корреляционное прослеживание их от расстановки к расстановке практически невозможно. Дальше 70 км группы волн выделяются лучше, их относительная интенсивность значительно возрастает. Характерной особенностью всех групп волн в последующих вступлениях является многофазность, большая длительность колебаний (около 1 сек) и переход энергии из фазы в фазу. Все это затрудняет фазовую корреляцию волн; возможна лишь групповая. Группы волн $P_4^К$ и $P_5^К$ близки по интенсивности и значениям

Рис. 23. Сводная сейсмограмма, полученная при взрывах на ПВ 2 (Ляличи). Профиль Зарубино – Кировский, R = 92–128 км, Ф – ОК–15 БК, Q = =1000–2500 кг




ПР Ханкайский
ПВ Лалаги
ФОК-16 БК
R=102
ПР Ханкайский
ПВ Лалаги
ФОК-16 БК
R=427
16
17
18
19
20

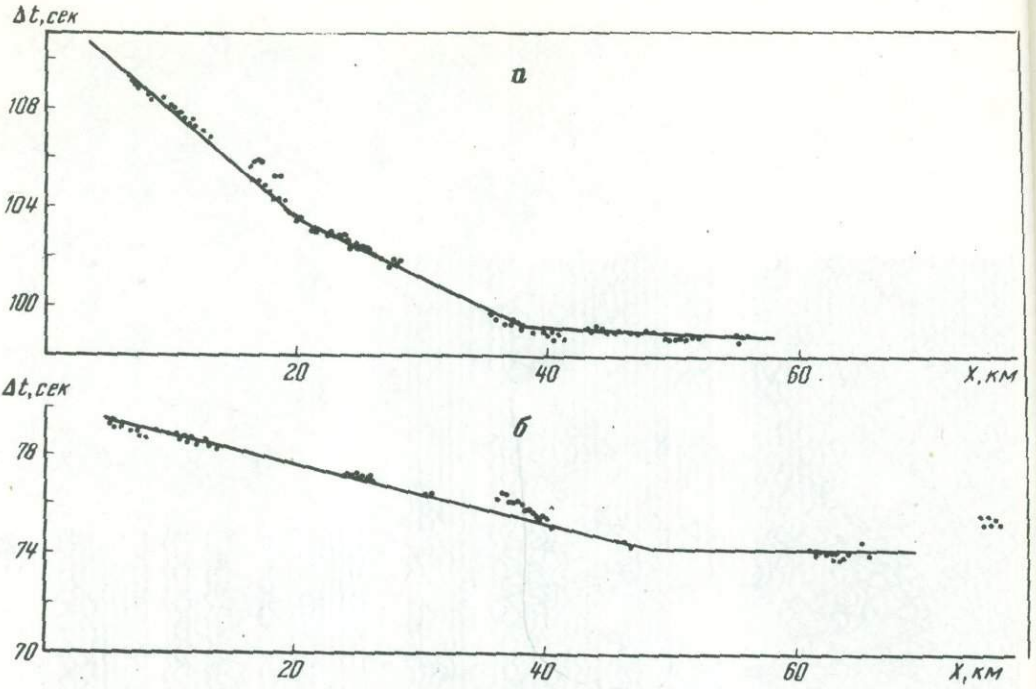


Рис. 24. Графики непараллельности нагоняющих годографов волн первых вступлений. Профиль Зарубино – Кировский
а – ПВ 2 – ПВ 1; *б* – ПВ Зарубино и Сидими

кажущихся скоростей. Кажущиеся скорости более 8 км/сек вблизи пунктов взрыва уменьшаются до 6,5–7,0 км/сек на максимальных удалениях. При увеличении расстояний годографы волн P_4^K и P_5^K сближаются.

Волны $P_{отр}^K$ имеют амплитуды, соизмеримые с амплитудами предшествующих волн, и регистрируются в виде волнового пакета, часто продолжая по записи группу P_5^K. Поэтому до 120 км они выделяются плохо. Дальше за счет увеличения относительной интенсивности прослеживаемость улучшается.

Участок профиля, соответствующий Суйфунскому синклинорию (ПВ 1, 2), характеризуется уже на расстоянии в 25 км от пункта взрыва четкими отраженными волнами. Отчетливо видны две–три доминирующие группы.

Вознесенский антиклинорий характеризуется тем, что в последующих частях сейсмограмм до удалений около 50 км практически никаких регулярных волн не наблюдается, за исключением низкоскоростной (поперечной) волны. Далее, в интервале времен около 5–6 сек появляются регулярные волны, т.е. здесь наблюдается резкий переход от сейсмограмм только с первыми вступлениями к сейсмограммам практически всех глубинных волн, включая и волны, образовавшиеся на границе Мохоровичича. Однако разрешенность волн плохая. Характер записи волн в последующих вступлениях здесь в общем аналогичен тому, который отмечался в южной части профиля.

В северной части профиля в последующих вступлениях наблюдается наиболее простая волновая картина. На сейсмограммах регистрируется небольшое количество волн, среди которых хорошо выделяются две–три доминирующие по интенсивности группы. Последние уверенно коррелируются от установки к установке и могут быть легко проинтерпретированы через участки с пропуском в наблюдениях. Появляются эти волны достаточно близко от источника – около 30 км от пунктов взрыва. В этой же части профиля в интервале 0–75 км от пункта взрыва уверенно прослеживаются поперечные волны.

Отраженные от поверхности Мохоровичича волны начинают прослеживаться с 30–40 км от источника возбуждения (рис. 25). В отличие от материала на

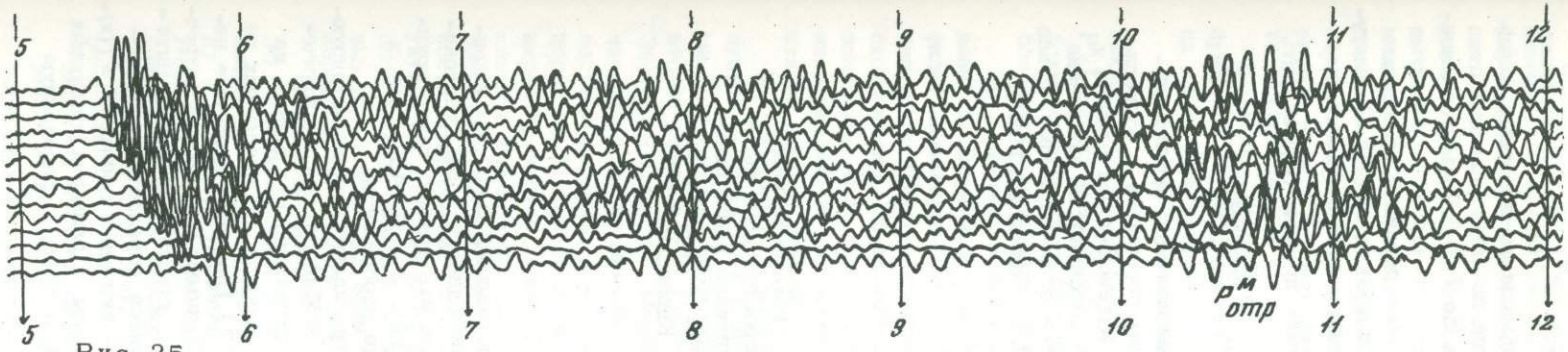


Рис. 25

Рис. 25. Сейсмограмма, иллюстрирующая запись волн $P^{M}_{отр}$

Профиль Зарубино – Кировский;
ПВ 3, R = 31 км, $\overline{Q}$ = 200 кг

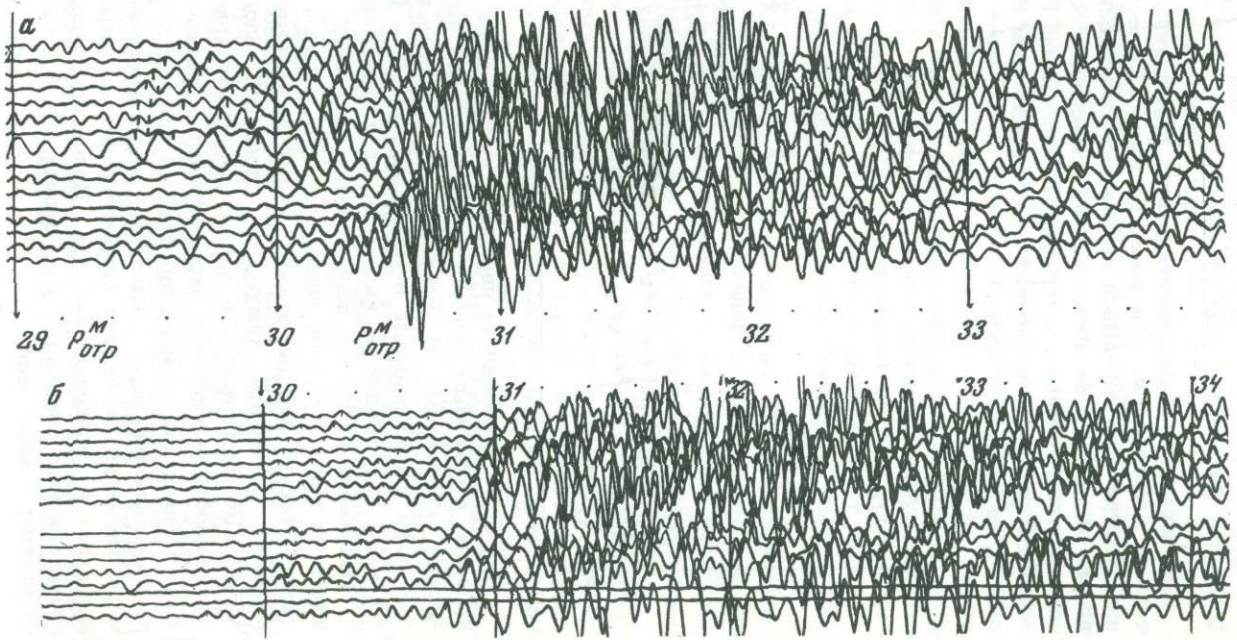


Рис. 26

Рис. 26. Сейсмограммы, иллюстрирующие особенности записи волн $P^{M}_{отр}$ и $P^{M}_{пр}$.

Профиль Зарубино – Кировский
а – R = 178; *б* – 185,3 км,
1 = 2500 кг

широтных профилях они становятся доминирующими по интенсивности на больших удалениях от пунктов взрыва – 90–100 км. При удалениях более 150 км $P^{м}_{отр}$ становятся практически единственными волнами, которые можно коррелировать. В целом динамическая выразительность волн $P^{м}_{отр}$, как и внутрикоровых в пределах профиля Зарубино–Кировский, хуже, чем на широтных маршрутах. Кажущиеся скорости закономерно уменьшаются по мере удаления от пункта взрыва от величин, близких к бесконечности, до 7,0–6,7 км/сек в конце области прослеживания.

Преломленные волны, связанные с поверхностью Мохоровичича, в первые вступления выходят на расстояниях около 170 км от пункта взрыва. Амплитуды волн $P^{м}_{пр}$ очень малы, в большинстве случаев сравнимы с сейсмическим фоном. Уверенную корреляцию на протяженных участках профиля осуществить невозможно (рис. 26).

Видимые периоды волн $P^{м}_{пр}$ меньше, чем у $P^{м}_{отр}$, и составляют около 0,08 сек (против 0,11–0,15 сек у $P^{м}_{отр}$).

Региональные характеристики всех групп волн, связанные с субгоризонтальной слоистостью, осложнены большим количеством перерывов в корреляции. Внутри этих перерывов происходит уменьшение интенсивности записи, вплоть до полного ее прекращения, искривление осей синфазности, появление волн с отрицательными кажущимися скоростями. Все это, по-видимому, стало основной причиной "штриховой", по определению И.П. Косминской (1969), структуры волнового поля. /

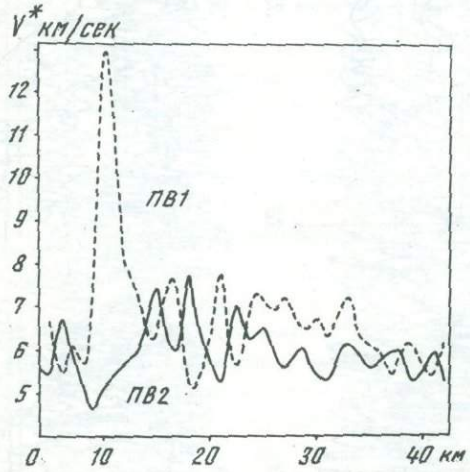


Рис. 27. Изменение кажущихся скоростей волн первых вступлений вдоль центральной части профиля Зарубино – Кировский

Наиболее протяженные перерывы в корреляции составляют 8–10 км и приурочены к основным границам горизонтальной неоднородности коры (тектоническим нарушениям). В пределах профиля можно выделить четыре такие крупные зоны, расположенные в интервалах (–94) – (–84), 2 – 9, 45 – 49 и 91 – 97 км. Каждая из них имеет свои характерные особенности.

Искажения волнового поля в зонах нарушений затрагивают все регистрирующиеся на сейсмограммах волны, т.е. они связаны с особенностями геологического строения верхних этажей земной коры. Очень отчетливо это видно на графиках изменения кажущихся скоростей вдоль профиля, определенных по встречным годографам волн первых вступлений (рис.27). Близповерхностные неоднородности фиксируются экстремумами с противоположными знаками на встречных графиках кажущихся скоростей на одних и тех же участках профиля. Интересным является то, что наиболее часто встречающиеся горизонтальные размеры аномалий кажущихся скоростей на годографах – периодов кривых $V^* = f(x)$ находятся в пределах 2–5 км. Примерно аналогичны и размеры локальных гравитационных аномалий, т.е. кривые $V^* = f(x)$ несут в себе определенную структурную информацию.

ЧАСТОТНЫЕ И АМПЛИТУДНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РЕГИСТРИРУЕМЫХ ВОЛН

Частотный анализ выделенных для интерпретации основных групп волн произведен для южной части профиля Зарубино – Кировский (Оспанов и др., 1972). По сейсмограммам прямой записи графоаналитическим способом (Волин, Гольцман, 1959) определялся амплитудный спектр волн, зарегистрированных из разных пунктов взрыва и на разных удалениях от них. В результате вычислено большое количество кривых $A(f)$, анализ которых показывает, что максимумы частотных характеристик всех регистрируемых волн изменяются в пределах 8–13 гц. С увеличением времени регистрации волны (глубины ее образования) частоты несколько понижаются. Максимумы частотных характеристик волн $P^{M}_{отр}$ находятся на 8–9 гц против 9–13 гц для волн верхней части земной коры.

Заметных изменений частот в зависимости от удаления до источника возбуждения не наблюдается, однако вдоль профиля частоты меняются и характер их изменения различен для разных групп волн (рис. 28)[1].

Разброс в частотах волн группы $P^{M}_{отр}$ незначителен, и их средний уровень сохраняется на протяжении всего профиля. Частоты внутрикоровых волн (P^{K}_{4}, P^{K}_{5}) плавно понижаются в южном направлении от 11–12 до 9–10 гц, т.е. наблюдается та же тенденция к понижению частоты регистрируемых волн при приближении к акватории Японского моря, что и на профиле Спасск–Дальний – Тадуши.

По характеру изменений частот волн первых вступлений (P^{K}_{2}, P^{K}_{3}) в пределах профиля можно выделить две области. В первой из них (50–90 км профиля) максимумы амплитудных спектров медленно смещаются в сторону низких частот со средним градиентом 0,025 гц/км (в направлении к акватории Японского моря). Во второй области (100–140 км профиля) средний уровень резонансных частот выше, чем в первой. Здесь частоты понижаются в том же направлении, но со значительно большим градиентом. Переход из первой области во вторую резкий.

Геологическое строение выделенных областей различно. Первая характеризуется выходами на дневную поверхность в различной степени дислоцированными осадочными образованиями палеозойского и мезо-кайнозойского возрастов, вторая совпадает с участками интенсивного развития пермских гранитоидов. Это обстоятельство может указывать на тесную связь между изменениями частотных характеристик регистрируемых волн и геологическими неоднородностями разреза. По-видимому, покрывающая сейсмические границы толща пород во второй области более монолитна, чем в первой, и вследствие этого характеризуется меньшим рассеянием энергии высокочастотных составляющих спектра анализируемых волн (Николаев, Аверьянов, 1970). Не исключено, что изменение частот вдоль профиля вызвано свойствами границ раздела. В частности, уменьшение их в сторону моря, возможно, происходит в результате ухудшения акустических свойств границ, увеличения мощности переходного слоя между толщами земной коры. Более плавное изменение спектральных кривых для глубинных волн свидетельствует о сглаживании горизонтальных неоднородностей по мере увеличения глубины залегания границ.

Изменение амплитуд основных групп с расстоянием показано на рис. 29, 30. При построении использовались значения амплитуд максимумов огибающих колебания анализируемых групп волн. Эти значения приведены к единому заряду и единому усилению. Как и следовало ожидать, наклон кривых $\lg A(R)$ уменьшается с увеличением глубины образования волны. В начале области прослеживания волн амплитуды уменьшаются с расстоянием быстрее, чем в конце ее. Следует отметить, что определение амплитуд производилось только на

[1] Значения частот, вынесенные на рис. 28, даны при непостоянных удалениях взрыв – прибор, поскольку они практически не влияют на частотные характеристики регистрируемых волн.

участках уверенного прослеживания волны. По-видимому, эти области удалений соответствуют областям начальных точек головных волн, а ближе к пункту взрыва происходит резкое уменьшение амплитуд регистрируемых волн.

По профилям Зарубино – Кировский и Бикин – Великая Кема были исследованы отношения амплитуд выделенных групп волн. Чтобы изучать их в возможно большем интервале расстояний, сравнивались интенсивности двух ближайших по времени регистраций волн. Для получения отношений использовались средние значения амплитуд огибающих кривых, определенных по шести каналам на базе 2–3 км. Результаты представлены на рис. 31. При этом выявляются определенные корреляционные связи между формой кривых $\lg A_n/A_{n-1}=f(R)$ и геологическим строением исследуемого района. Так, кривые $\lg A^{м}_{отр}/A^{к}_{5}$ в пределах Ханкайского массива отличаются по форме от аналогичных кривых в областях с более молодой складчатостью (профили Бикин – Великая Кема и Зарубино – Кировский в пределах Суйфунского синклинория). Нередко в пределах одной и той же структуры указанные графики, сохраняя в общих чертах

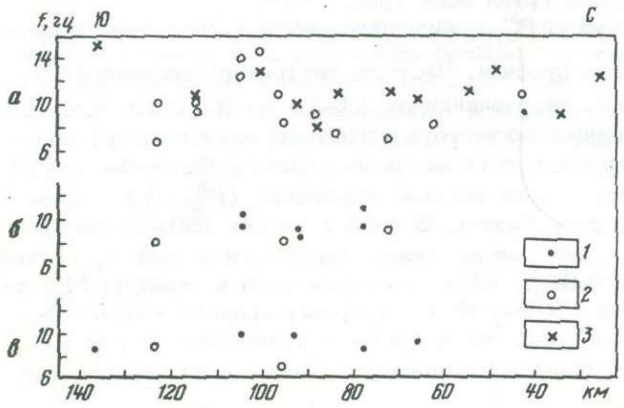


Рис. 28. Изменение частот регистрируемых волн вдоль южной части профиля Зарубино – Кировский

а – волны первых вступлений; *б* – волны $P^{к}_{4}$; *в* – волны $P^{м}_{отр}$. Пункты взрыва: 1 – Ляличи, 2 – Тереховка, 3 – Зарубино

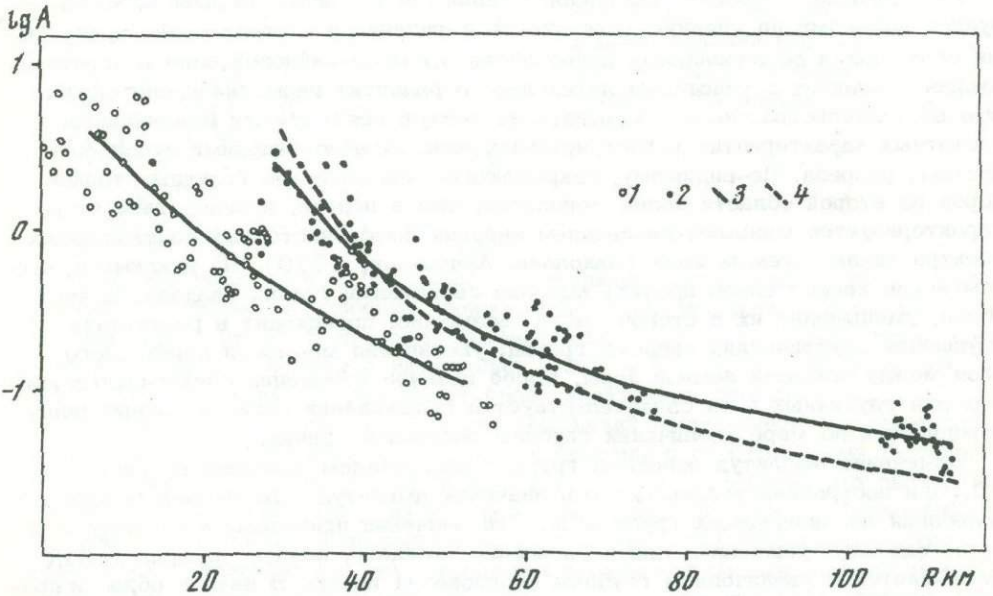


Рис. 29. Зависимость амплитуд волн первых вступлений от расстояния (южная часть профиля Зарубино – Кировский)

1 – волны $P^{к}_{2}$; *2* – волны $P^{к}_{3}$; *3* – осредняющие кривые $\lg A(R)$; *4* – теоретическая кривая $\lg A(R)$, рассчитанная для скоростной модели III (см. главу III, рис. 35)

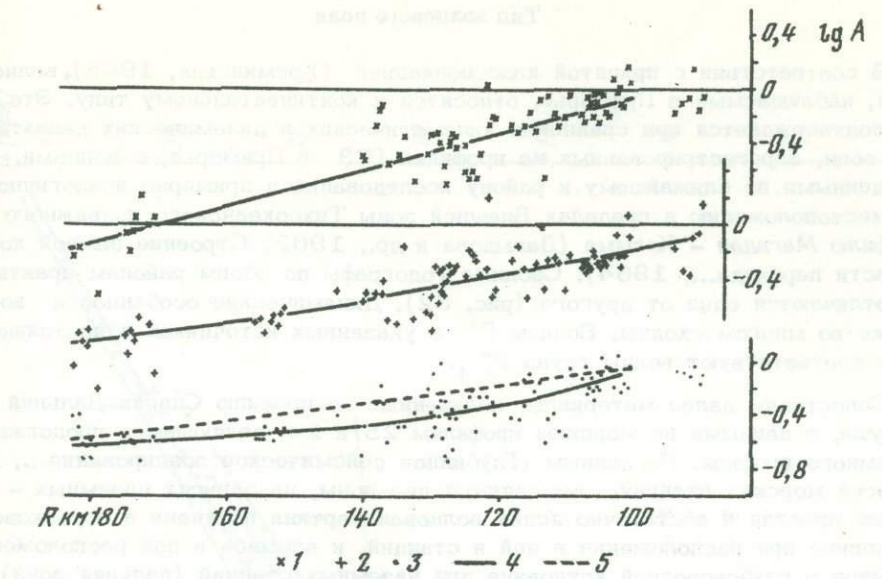


Рис. 30. Зависимость амплитуд волн последующих вступлений от расстояния. Профиль Зарубино – Кировский, ПВ 2

1 – волны $P_4^к$; 2 – волны $P_5^к$; 3 – волны $P_{отр}^м$; *4* – осредняющие кривые $\lg A(R)$; *5* – теоретическая кривая $\lg A(R)$ отраженной волны

форму, отличаются местоположением характерных точек. Последнее, вероятно, обусловлено различием в элементах залегания границ.

С уменьшением глубинности волны участки с однотипными изменениями амплитуд волн становятся менее протяженными. В частности, в пределах Ханкайского массива по характеру кривых $\lg A_{отр}/A_5^к$ можно выделить уже две области, одна из которых находится примерно между 10 км профиля и ПВ 3, вторая – между ПВ 3 и ПВ 4. Эти области различаются по геологическому строению (см. рис. 2). Отличается по амплитудным зависимостям и Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня от Главного синклинория в пределах профиля Бикин–Великая Кема. Можно сделать вывод, что неоднородности сейсмических границ с уменьшением глубины залегания возрастают.

В некоторых точках наблюдаются довольно значительные отклонения величин отношений амплитуд от осредняющих кривых $\lg A_n/A_{n-1}=f(R)$. Часто эти отклонения характерны для одних и тех же точек на разных графиках и связаны с аномальными амплитудами одной или нескольких волн. Участки с аномальными значениями амплитуд обычно тяготеют к зонам нарушений и участкам скопления точек дифракции. Возможно, аномальные значения амплитуд обусловлены особенностями строения границ в зонах нарушений. На рис. 31 (см. вкладку) показаны также теоретические зависимости отношений амплитуд от расстояния, рассчитанные по двум типам скоростных моделей земной коры. Модели I и IV (см. ниже) предполагают возрастание скорости с глубиной, остальные – наличие высокоскоростных пластов. В обоих случаях между основными слоями присутствуют переходные маломощные градиентные слои.

В общих чертах наблюденные кривые по форме схожи с той или иной теоретической кривой, но отличаются по абсолютным значениям и по соотношению интенсивности волн до и после начальной точки. Первое в какой-то мере можно объяснить тем, что в расчетные формулы заданы приближенные, отличающиеся от истинных значений параметры среды (при сохранении основных особенностей скоростных моделей). Второе только этим объяснить нельзя, поскольку расчеты по ряду различных скоростных моделей дают примерно аналогичные результаты.

Тип волнового поля

В соответствии с принятой классификацией (Косминская, 1968), волновые поля, наблюдаемые в Приморье, относятся к континентальному типу. Это хорошо подтверждается при сравнении кинематических и динамических характеристик волн, зарегистрированных на профилях ГСЗ в Приморье, с волнами, наблюденными по ближайшему к району исследований и примерно аналогичному по местоположению в пределах Внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса профилю Магадан – Колыма (Давыдова и др., 1962; Строение земной коры в области перехода..., 1964). Сводные годографы по обоим районам практически не отличаются один от другого (рис. 32). Динамические особенности волн также во многом сходны. Волнам P^* в указанных источниках в настоящей работе соответствуют волны групп $P^{к}_{3-4}$.

Сопоставим далее материалы, полученные по профилю Спасск-Дальний – Тадуши, с данными по морским профилям 25 и 26, являющимся продолжением наземного профиля. По данным (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971) записей морских станций, выделяются две зоны, на записях наземных – три. Самая простая и достаточно ясная волновая картина получена в глубоководной котловине при расположении в ней и станций, и взрывов и при расположении взрывов в глубоководной котловине для наземных станций (дальняя зона). В первом случае регистрируются две преломленные волны, связанные с поверхностью консолидированной коры и границей Мохоровичича, во втором – одна волна, преломленная в подкоровом слое.

Очень близкая к профилю Спасск-Дальний – Тадуши волновая картина получена при расположении морских станций в области шельфа и континентального склона и при взрывах в той же области для наземных станций (ближняя и промежуточные зоны). При небольших удалениях от пункта взрыва (ближняя зона) для сейсмограмм характерно сплошное заполнение их колебаниями с частотой 8–10 гц на протяжении многих секунд после первых вступлений. Кажущиеся скорости волн в первых меняются от 5,3–5,8 до 6,0–6,7 км/сек. Аналогичная картина на наземных профилях наблюдается до появления в последующих вступлениях интенсивных отраженных волн от поверхности Мохоровичича (R < 60–70 км).

В промежуточной зоне происходит четкое разделение колебаний по временам их вступлений на две группы: первой – слабой и второй – доминирующей на записях с амплитудами, превышающими в 4–7 раз амплитуды первых волн. Характерной особенностью интенсивной группы является существенно более низкая частота – 5–6 гц по сравнению с 8–10 гц для колебаний первой группы. Наиболее яркая особенность годографов – их излом в области максимального приближения в первом вступлении интенсивной группы волн. В этом случае наблюдается излом годографов у обеих выделенных групп. При этом кажущиеся скорости интенсивной группы меняются от 7,6 км/сек в начале прослеживания группы до 6,7 км/сек в конце, кажущиеся скорости слабой группы волн на этих же участках составляют 5,7–6,4 и 9,3–8,7 км/сек.

Приведенные характеристики волн практически ничем не отличаются от наблюдаемых на наземных профилях при удалениях 70–80 км от пункта взрыва, т.е. иногда волны $P^{м}_{отр}$ становятся самыми интенсивными. Точки излома годографов соответствуют началу регистрации в первых вступлениях преломленных волн от поверхности Мохоровичича.

На наземных профилях как в области первых, так и в области последующих вступлений прослежен ряд групп волн, которые на морских профилях не выделены. Возможно, причиной этого является меньшая детальность наблюдений на морских профилях, но в то же время по структуре записи сейсмограммы в обоих районах близки.

Таким образом, можно утверждать, что регистрируемое на морских профилях 25 и 26 волновое поле до наиболее крутой части континентального склона (до глубин 1500–2000 м), так же как и на наземных профилях ГСЗ, от-

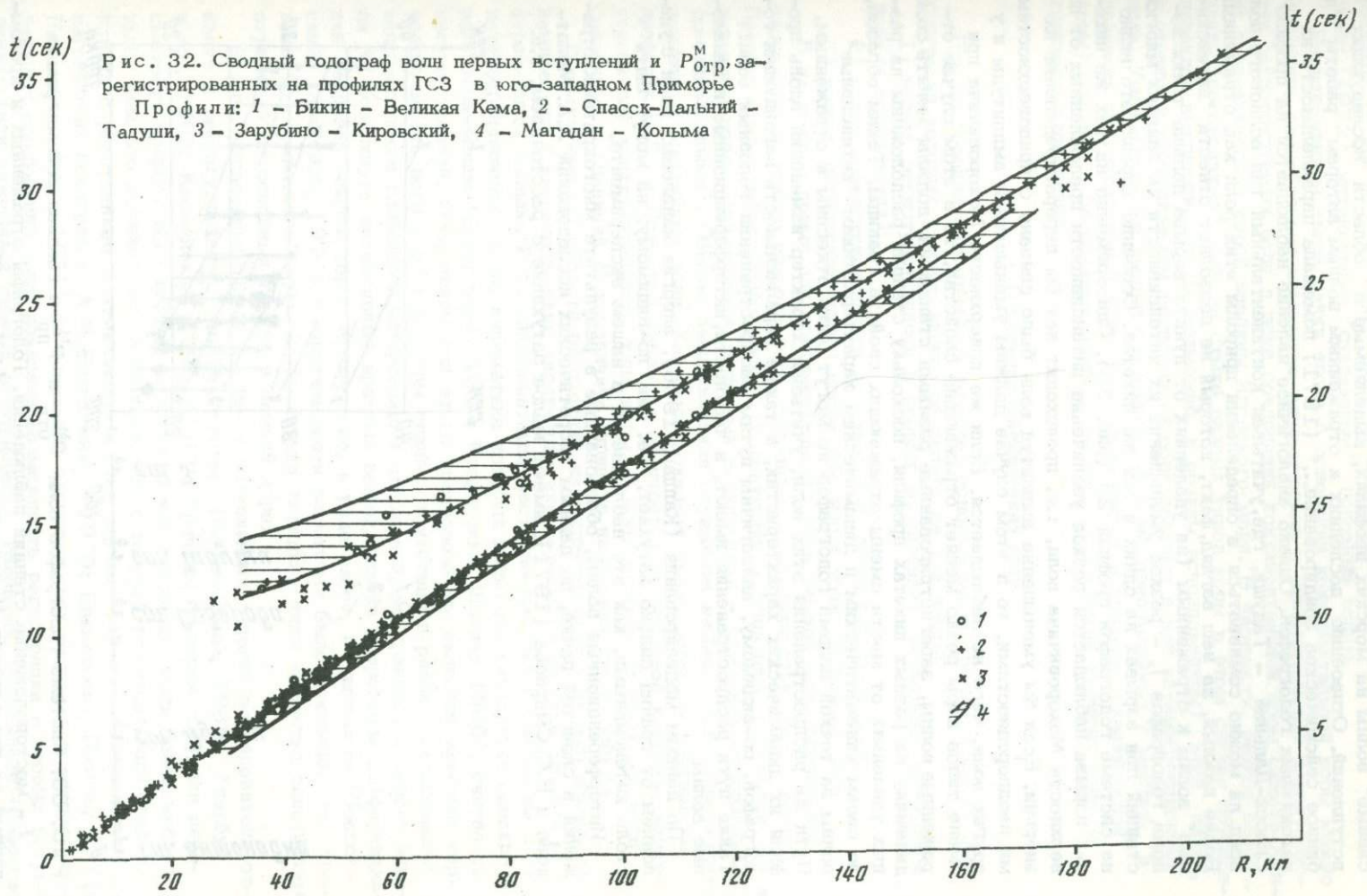


Рис. 32. Сводный годограф волн первых вступлений и $P^{м}_{отр}$, зарегистрированных на профилях ГСЗ в юго-западном Приморье

Профили: *1* – Бикин – Великая Кема, *2* – Спасск-Дальний – Тадуши, *3* – Зарубино – Кировский, *4* – Магадан – Колыма

носится к континентальному типу. Аналогом отраженных от поверхности Мохоровичича волн, прослеженных на материковых профилях, являются "интенсивные" волны на морских профилях, выделяемые в области последующих вступлений. Отнесению последних к отраженным волнам авторам работы "Глубинное сейсмическое зондирование..." (1971) помешала параллельность их нагоняющих годографов. Однако аналогичное явление наблюдается на профиле Спасск-Дальний – Тадуши, где, учитывая континентальный тип волнового поля, вряд ли можно сомневаться в определении природы этих волн как отраженных. Более важный, на наш взгляд, факт, который не позволяет отнести "интенсивные" волны к отраженным (на удалениях от пункта взрыва дальше точки излома годографов), – резкое уменьшение их интенсивности на записях многих станций при взрывах на одних и тех же пикетах. Особенно хорошо это видно на системе годографов профиля 26 (рис. 33). Одновременно на тех же пикетах взрыва наблюдается резкое увеличение интенсивности преломленных от поверхности Мохоровичича волн, т.е. происходит как бы перераспределение их энергии. Если бы уменьшение амплитуд волн было связано с приповерхностными неоднородностями, то в этом случае должны уменьшаться амплитуды и у других волн, чего не наблюдается. Если же поверхность Мохоровичича при смене типов коры резко меняет отражающие свойства, то в этом случае отраженные волны, зарегистрированные разными станциями, должны менять свою динамику на разных пикетах профиля, поскольку станции расположены на разных удалениях от места смены отражающих свойств границы. Таким образом, по своим кинематическим и динамическим характеристикам "интенсивные" волны за точкой излома годографов не могут быть отнесены к отраженным. Пути же распространения этих волн, учитывая характер изменения вдоль профиля их динамических характеристик, а также параллельность нагоняющих годографов, по-видимому, аналогичны путям распространения головных волн. Такие пути распространения имеют, в частности, интерференционные и каналовые волны.

По данным моделирования (Капцан, 1966), энергия каналовых волн с удалением от границ сильно затухает, т.е. они, по-видимому, не могут быть столь интенсивными, как это наблюдается в нашем эксперименте.

Интерференционные волны, образованные в результате многократных отражений в слоистой пачке, по данным теоретических исследований Л.А. Молоткова и Н.С. Смирнова (1971), имеют малое затухание с расстоянием, т.е.

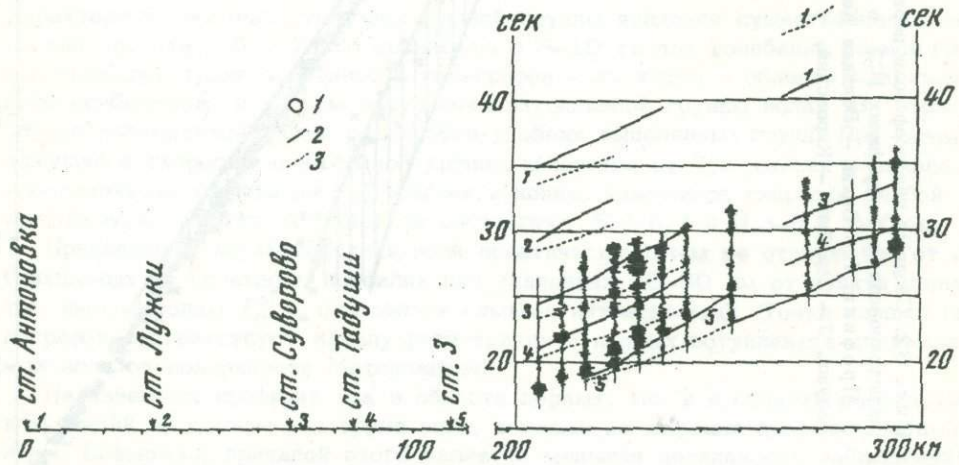


Рис. 33. Система годографов волн $P^{м}_{отр}$ и $P^{м}_{пр}$ и сводная сейсмограмма

1 – местоположение станций наблюдения. Годографы отраженных и преломленных от поверхности Мохоровичича волн ($P^{м}_{отр}$ и $P^{м}_{пр}$), имеющие большие *(2)* и малые *(3)* амплитуды колебаний

при наличии такой пачки они могут играть существенную роль в формировании волнового поля. Кроме того, если в этой пачке есть слои с повышенными скоростями, то при $h/\lambda > 4$ образуются, по определению В.В. Кун и Г.С. Подъяпольского (1973), интенсивные "суммарные" головные волны.

Расположением такой пачки слоев в основании континентальной коры можно объяснить своеобразное изменение динамических и кинематических характеристик регистрируемых волн в зоне сочленения континентальной коры Сихотэ-Алиня с океанической корой впадины Японского моря. В частности, резкое ослабление "интенсивных" волн на стыке разных типов коры в этом случае обусловливается выклиниванием (а возможно, и резким исчезновением) этой пачки, а отсюда и прекращением регистрации образованных в ней интерференционных волн. Уменьшение же амплитуды колебаний волн, преломленных в мантии, в пределах континентальной коры (или увеличенные в пределах океанической коры) связаны с рассеянием энергии за счет образования кратных волн на границах этой пачки.

О природе сейсмических волн

При построении сейсмических моделей использовались волны, область регистрации которых условно можно разделить на три части:

1) волны, регистрирующиеся в первых вступлениях (возможно, кажущихся первых вступлениях);

2) волны, регистрирующиеся до начальных точек головных волн;

3) волны, регистрирующиеся после начальных точек головных волн.

В настоящее время для континентального типа земной коры однозначно определяется только природа волн, связанных с поверхностью Мохоровичича. Причем волны, регистрирующиеся в последующих вступлениях, считаются до- и закритическими отражениями, в первых вступлениях - слаборефрагированными (квазиголовными). Обычно закритические отражения намного интенсивнее преломленных мантийных волн. Как было показано выше, волновая картина на профилях ГСЗ в Приморье ничем не отличается от волновой картины, характерной для континентального типа коры. В соответствии с этим для волн, связанных с границей Мохоровичича, принята названная выше природа.

В докритической области расстояний интерпретировались только волны, динамические и кинематические характеристики которых позволяли отнести их к отраженным волнам. Роль многократных, частично-кратных и связанных с ними интерференционных волн, кинематика которых примерно аналогична однократным отражениям (Епинатьева, 1959; Ризниченко, Шалина, 1960), считалась несущественной. Основанием для этого предположения является хорошая коррелируемость волн в региональном плане, отсутствие в районе исследований мощного чехла слабоконсолидированных отложений, на границах которого могли бы возникнуть интенсивные кратные волны, слабая скоростная дифференциация разрезов земной коры. Кроме того, в ряде работ, в частности (Лоссовский, Харитонов, 1970), теоретическими расчетами было показано, что уровень "многократного" шума на несколько порядков ниже амплитуд однократных отражений от основных границ в земной коре.

Волны, регистрирующиеся в первых вступлениях, многие исследователи относят к рефрагированным (квазиголовным) (Померанцева, 1962; Авербух и др., 1963; Косминская, 1968, 1969). Причины, которые побудили пересмотреть природу волн первых вступлений как головных, были более медленный, чем это должно быть в соответствии с теорией головных волн, спад амплитуд с расстоянием и отмечаемое в ряде случаев нарушение параллельности нагоняющих годографов. А.М. Епинатьевой (1970; Епинатьева, Попова, 1971; Епинатьева и др., 1972) на основании теоретических расчетов и экспериментальных наблюдений была показана возможность регистрации в первых вступлениях (или кажущихся первых вступлениях) головных, преломленно-рефрагированных и отраженных волн. По ее мнению, динамических и кинематических критериев, как правило, недостаточно для определения природы волн.

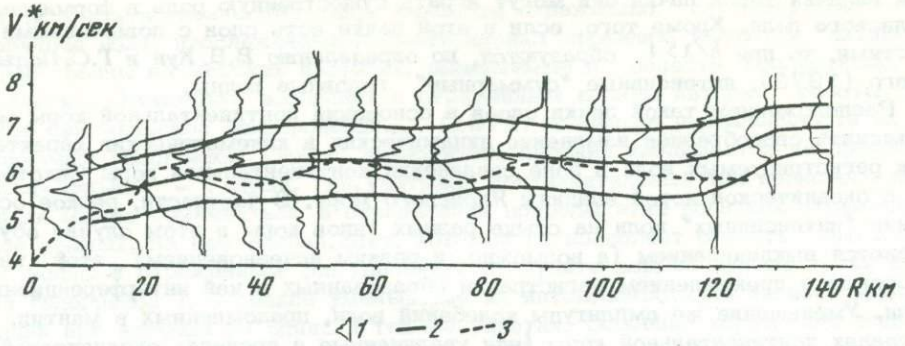


Рис. 34. Изменение кажущихся скоростей в зависимости от расстояния
1 – кривые распределения кажущихся скоростей. Графики изменения кажущихся скоростей в зависимости от расстояния, построенные для профилей: *2* – Зарубино – Кировский (крайние линии проведены на уровнях среднеквадратичного отклонения), *3* – Спасск-Дальний – Тадуши

На профилях ГСЗ в исследуемом районе, как было показано, в первых вступлениях выделено несколько волн. Анализ их динамических характеристик (Аргентов и др., 1970) не позволяет отнести их к головным волнам.

В интервале 0–40 км от пункта взрыва установлено закономерное и постепенное увеличение кажущихся скоростей с расстоянием (рис. 34), свидетельствующее, по-видимому, о наличии рефракции. На больших удалениях увеличение кажущихся скоростей происходит скачками, положение которых совпадает со сменой волн в первых вступлениях. Характерной особенностью графиков $V^* = f(R)$ является понижение значений кажущихся скоростей к моменту смены волн, что особенно хорошо видно на графике по профилю Спасск-Дальний – Тадуши. Уменьшение кажущихся скоростей с расстоянием характерно для отраженных волн. Однако оно не согласуется с отмеченной ранее прямолинейностью и параллельностью нагоняющих годографов. При характеристике волнового поля было показано, что волны в первых вступлениях затухают до зоны интерференции со следующими волнами, т.е. смещены друг относительно друга по оси времени. Построение графиков производилось с использованием осредненных времен пробега волн (профиль Спасск-Дальний – Тадуши) либо осредненных кажущихся скоростей в определенном интервале удалений (профиль Зарубино – Кировский). Величина максимального прослеживания волн меняется в зависимости от местоположения пункта взрыва. При осреднении с удалением от пункта взрыва участвует все большее количество точек наблюдений времен пробега последующей волны и все меньше – предыдущей. Поскольку годографы волн смещены во времени, до смены волн происходит кажущееся уменьшение V^*.

Учитывая изложенное, можно сказать, что волны в первых вступлениях, зарегистрированные на профилях ГСЗ, определены как слаборефрагированные (квазиголовные) или как головные (Епинатьева и др., 1972).

Волны, регистрирующиеся в последующих вступлениях за предельным углом, на начальном этапе развития глубинного сейсмического зондирования в СССР большинством исследователей считались головными (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1962). Однако в последующем теоретическими расчетами (Алексеев, 1962), экспериментальными наблюдениями в скважинах (Гальперин, 1966, 1967) и на моделях (Файзулин, Епинатьева, 1967) было показано, что доминирующим по интенсивности классом волн, регистрирующимся за предельным углом, являются отраженные и рефрагированные волны. Головные же волны, имеющие амплитуды на один–два порядка меньше, в условиях сейсмического фона не могут быть выделены.

В пределах Приморских профилей ГСЗ область уверенного прослеживания волн ограничена расстояниями 120–130 км, при которых волны регистрируются на 30–40 км дальше теоретически рассчитанных удалений до начальных

точек. В таком интервале преломленные и отраженные волны практически не разрешены между собой. Их теоретические годографы, построенные с использованием скоростных разрезов, удовлетворяющих и кинематике, и динамике волн, практически совпадают. Следовательно, волны, регистрирующиеся за предельным углом, скорее всего, являются интерференционными.

По материалам профиля Зарубино – Кировский была сделана попытка оценить разницу в результатах определения элементов залегания границ в предположении, что одни и те же волны в одних случаях являются преломленными, в других – отраженными. При этом границы по конфигурации практически не различаются, но в целом отражающие границы залегают глубже. Большая глубина отражающих границ, возможно, связана с тем, что они вычислялись с большими эффективными скоростями.

Скоростные модели земной коры

Эффективные и граничные скорости вычислялись по годографам отраженных и преломленных волн.

В пределах профиля Зарубино – Кировский по волнам первых вступлений эффективные скорости определялись по истинным скоростям, вычисленным с использованием осредненного для всех пунктов взрывов графика зависимости

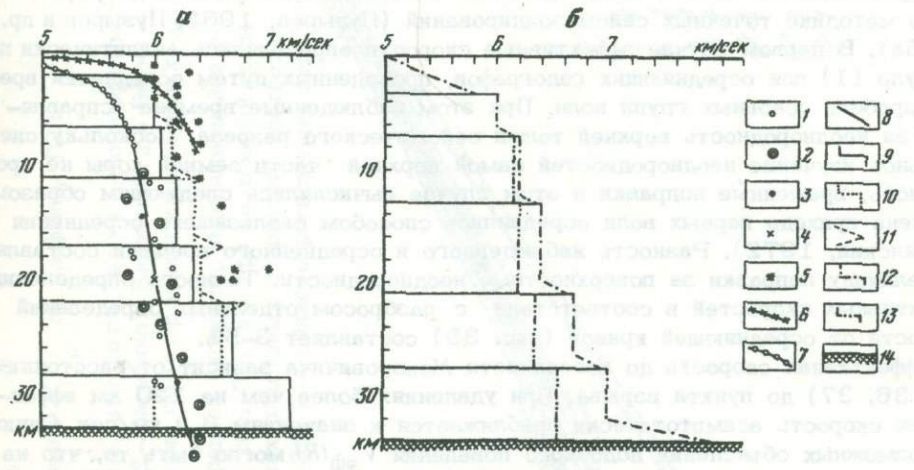


Рис. 35. Скоростные разрезы земной коры

а – профиль Зарубино – Кировский; *б* – широтные профили. Эффективные скорости, определенные по отраженным волнам при длине годографа: *1* – 5–10 км, *2* – более 10 км, *3* – до 5 км; *4* – эффективные скорости, определенные по преломленным волнам; *5* – граничные скорости; *6* – зависимость скорости от глубины, определенная по способу Вихерта – Чибисова; *7* – зависимость эффективной скорости от глубины, определенная по способу О.К. Кондратьева; *8* – зависимость эффективной скорости от глубины. Скоростные модели земной коры: *9* – I, *10* – II, *11* – III, *12* – IV, *13* – V; *14* – поверхность Мохоровичича

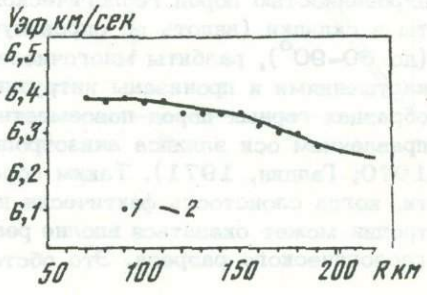


Рис. 36. Зависимость эффективной скорости волн $P^{M}_{отр}$ от расстояния

1 – значения эффективных скоростей; 2 – осредняющая кривая $V_{эф}(R)$

кажущейся скорости от расстояния способом Вихерта – Чибисова (Чибисов, 1934). Несколько определений $V_{эф}$ сделано по преломленным волнам, используя их начальные точки. Последние находились приближенно и относились к началу уверенного прослеживания волн. Граничная скорость в этом случае принималась равной кажущейся.

Вычисление $V_{эф}$ по отраженным волнам производилось с использованием фазовых или условных годографов. Условный годограф представляет собой линию, осредняющую группы осей синфазности (см. рис. 15). При вычислениях использовались волны, интервалы прослеживания которых составляли не менее 5–10 км. Значения эффективных скоростей находились аналитически.

$$V^2_{эф} = \frac{(x_2^2 - x_1^2)}{(t_2^2 - t_1^2)}, \qquad (1)$$

где t_2 и t_1 – времена регистрации волны в точках с координатами x_2 и x_1.

Граничные скорости определялись по годографам скользящих волн, построенных способом полей времен в процессе интерпретации преломленных волн.

На широтных профилях по точечным наблюдениям нельзя построить более или менее протяженные годографы. Поэтому вычисление скоростных параметров производилось либо с использованием систем совмещенных годографов, либо по методике точечных сейсмозондирований (Пузырев, 1963; Пузырев и др., 1965а). В первом случае эффективные скорости определялись аналитически по формуле (1) для осредняющих годографов, проведенных путем осреднения времен пробега основных групп волн. При этом наблюденные времена исправлялись за неоднородность верхней толщи сейсмического разреза. Поскольку специальное изучение неоднородностей самой верхней части земной коры не проводилось, временные поправки в этом случае вычислялись следующим образом. Времена прихода первых волн осреднялись способом скользящего осреднения (Будянский, 1972). Разность наблюденного и осредненного времени составляла величину поправки за поверхностные неоднородности. Точность определения эффективных скоростей в соответствии с разбросом отдельных определений скорости от осредняющей кривой (рис. 35) составляет 3–5%.

Эффективная скорость до поверхности Мохоровичича зависит от расстояния (рис. 36, 37) до пункта взрыва. При удалениях более чем на 120 км эффективная скорость асимптотически приближается к значениям 6,2 км/сек. Одним из возможных объяснений подобного поведения $V_{эф}(R)$ могло быть то, что на больших удалениях регистрируются не отражения от поверхности Мохоровичича, а волны P_5^K, образовавшиеся на меньшей глубине и имеющие более удаленную начальную точку. Вместе с тем эта группа волн прослеживается в интервале 80–140 км, а дальше затухает, что не позволяет считать это обстоятельство удовлетворительным.

А.В. Егоркин (1971) объясняет уменьшение эффективной скорости с расстоянием тем, что с увеличением угла входа луча в слой земной коры скорость уменьшается, т.е. явлением обратной (поперечной) анизотропии скоростей (Алейников, Халевин, 1971).

Как отмечалось ранее, район исследований отличается значительной дислоцированностью пород геологического разреза. Разновозрастные отложения смяты в складки (вплоть до опрокинутых) с крутыми углами падения крыльев (до 60–90°), разбиты многочисленными крупными и мелкими тектоническими нарушениями и пронизаны интрузивными породами. По измерениям скоростей на образцах горных пород повсеместно отмечается анизотропия скоростей с направлением оси эллипса анизотропии вдоль слоистости (Воларович и др., 1970; Галдин, 1971). Таким образом, в условиях сильной дислоцированности, когда слоистость фактически направлена поперек разреза, обратная анизотропия может оказаться вполне реальной, по крайней мере для верхней части геологического разреза. Это обстоятельство позволяет предположить уменьше-

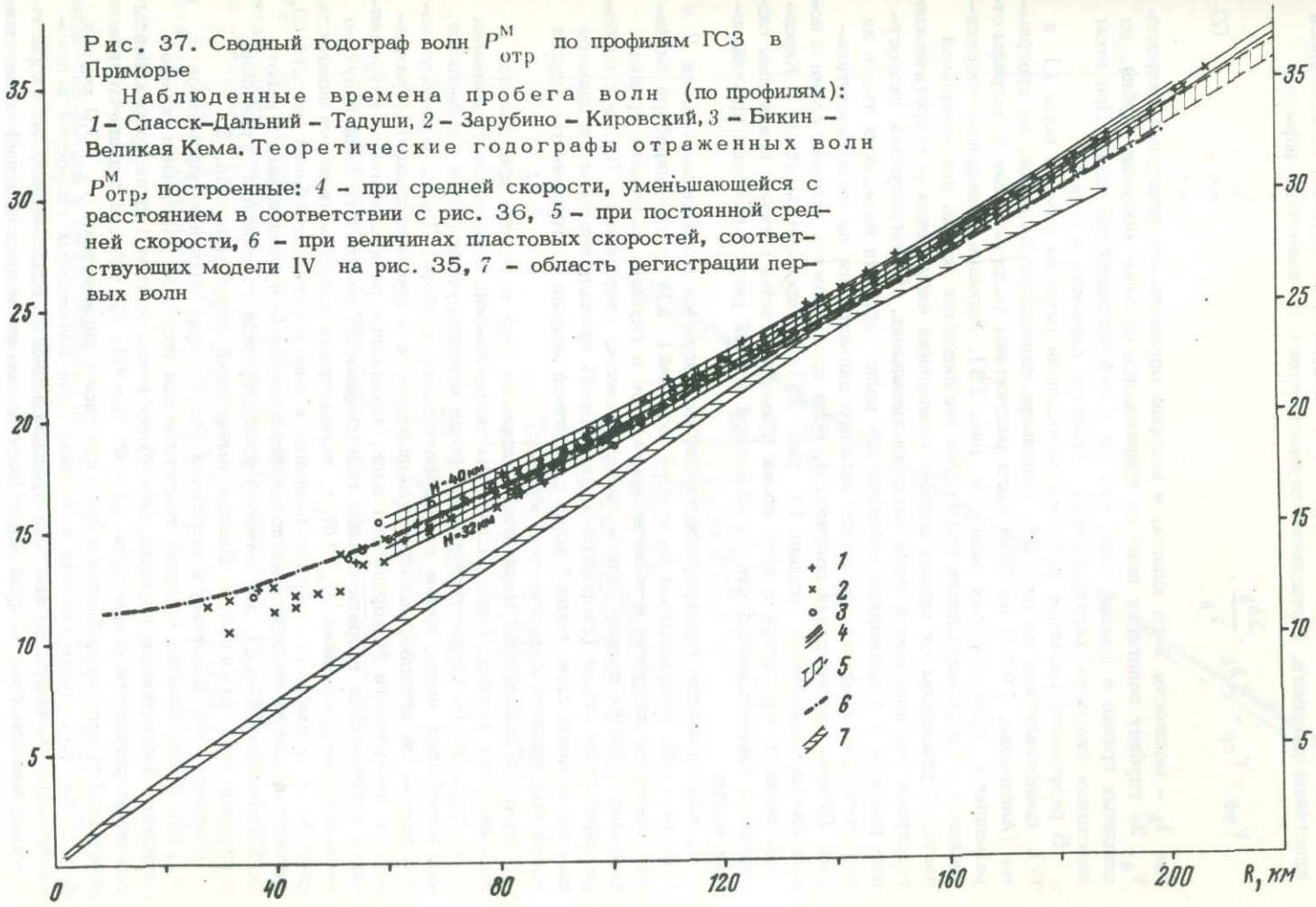


Рис. 37. Сводный годограф волн $P^{M}_{отр}$ по профилям ГСЗ в Приморье

Наблюденные времена пробега волн (по профилям): *1* – Спасск-Дальний – Тадуши, *2* – Зарубино – Кировский, *3* – Бикин – Великая Кема. Теоретические годографы отраженных волн $P^{M}_{отр}$, построенные: *4* – при средней скорости, уменьшающейся с расстоянием в соответствии с рис. 36, *5* – при постоянной средней скорости, *6* – при величинах пластовых скоростей, соответствующих модели IV на рис. 35, *7* – область регистрации первых волн

ние эффективной скорости с расстоянием следствием обратной анизотропии скорости в условиях горизонтального сжатия.

По графикам зависимости эффективной скорости от глубины определялись пластовые скорости. Вычисления осуществлялись по известной формуле

$$V_{эф} = V_{ср} = \Sigma h_k / \frac{\Sigma h_k}{V_k}, \qquad (2)$$

где h_k – мощность k–го пласта, в котором определялась пластовая скорость V_k. За глубину залегания пластов принимались средние значения глубин до основных границ в земной коре, снятых с сейсмических разрезов. При этом пластовые скорости характеризуют среднюю скорость в пласте.

В результате расчетов получены скоростные разрезы земной коры (I и IV), представленные на рис. 37. Используя параметры разрезов, по программе (Алексеева, 1970) на ЭВМ были рассчитаны теоретические годографы отраженных и преломленных волн (см. рис. 15). Хорошее совпадение теоретических и экспериментальных годографов наблюдается только для начальной части. С удалением от пункта взрыва совпадение нарушается – теоретические годографы располагаются ниже экспериментальных. Не согласуются скоростные разрезы и с динамикой наблюденных волн: области начальных точек на теоретических графиках находятся намного дальше, чем на экспериментальных. Лучшее соответствие получается, если предположить наличие слоев с повышенными скоростями (модель III, рис. 35). По профилю Зарубино – Кировский значения скоростей в этих слоях примерно соответствуют граничным скоростям в предположении, что за начальной точкой регистрируются преломленные волны.

С наблюденными годографами хорошо согласуются скоростные модели II и V на рис. 35, рассчитанные на основе моделей I и IV путем перебора значений пластовой скорости в вышележащем слое и глубины залегания границы. Операция подбора производилась последовательно сверху вниз. Процесс подбора параметров слоев (скоростей и мощностей) проиллюстрируем на примере самого нижнего слоя земной коры скоростной модели II (параметры других слоев подбирались аналогичным образом).

Варьируя значениями мощности и скорости слоя с учетом преломления в вышележащих толщах, были рассчитаны теоретические годографы отраженных волн (рис. 38, I). Скоростной разрез выше анализируемого слоя определялся, как отмечалось выше, путем последовательного подбора. Далее, используя исправленные за приповерхностные неоднородности и времена прихода отраженных от поверхности Мохоровичича волн, находились разности между наблюденными временами и теоретическими годографами. В результате было получено несколько распределений $\Delta t_k = f(R_k)$, параметрами которых являются мощность слоя (h) и скорость (V) распространения в нем упругих колебаний (рис. 38, II). По полученным распределениям, пользуясь формулами, приведенными в работе Б.М. Щиголева (1962), для каждого распределения составлены уравнения регрессии вида $\Delta t = a + bR$. Данные вычислений сведены в табл. 3.

Очевидно, что близкими к истинным будут такие значения параметров h_k и V_k, при использовании которых теоретический годограф наилучшим образом осредняет наблюденные времена. Это будет в том случае, когда коэффициенты уравнения регрессии равны нулю ($a = 0$, $b = 0$). Из табл. 3 видно, что оба коэффициента регрессии близки к нулю для слоя с параметрами V_k = 6,0 км/сек, h_k = 3 км, т.е. предположение о наличии слоя пониженных скоростей в основании коры Ханкайского массива правдоподобно. Предположение, что скорость в самом нижнем слое земной коры (независимо от мощности слоя) выше скорости в покрывающем его слое, маловероятно, так как значения коэффициентов регрессии (одного или другого) превышают более чем в 3 раза их среднеквадратичные отклонения, т.е. теоретически годографы расходятся с наблюденными, либо располагаются на плоскости x, t на гораздо меньших временах.

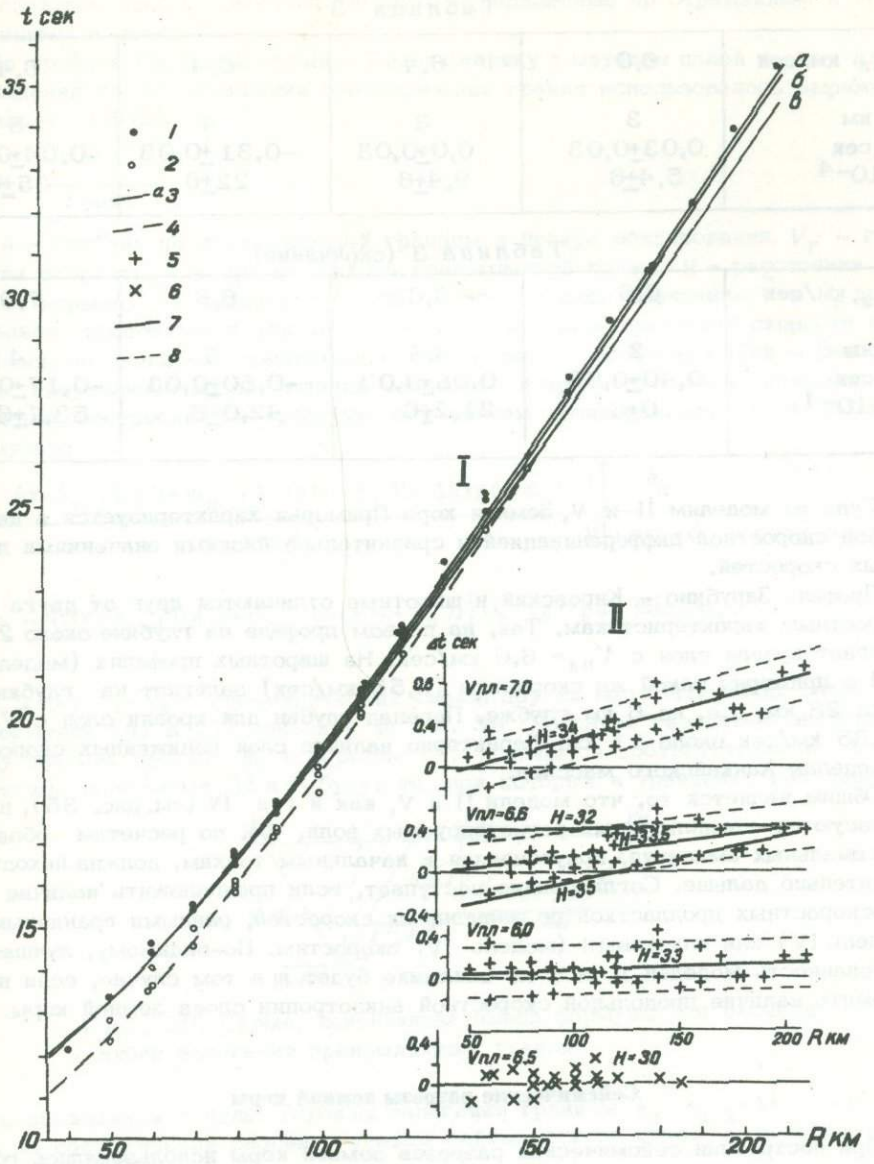


Рис. 38. Система годографов (I) и разности между регистрируемыми и теоретическими временами распространения (II) волн $P_6^к$, $P_{отр}^м$ (профиль Зарубино – Кировский)

Времена распространения: *1* – волн $P_{отр}^м$, *2* – волн $P_6^к$, *3* – теоретические годографы волн $P_{отр}^м$: *а* – H = 33 км, $V_{пл}$ = 6,0 км/сек, *б* – H = = 33,5 км, $V_{пл}$ = 6,6 км/сек, *в* – H = 34 км, $V_{пл}$ = 7,0 км/сек; *4* – теоретический годограф волны $P_6^к$ (H = 30 км, $V_{пл}$ = 6,5 км/сек). Разности между регистрируемыми и теоретическими временами распространения волн: *5* – $P_{отр}^м$, *6* – $P_6^к$; *7* – прямые регрессий; *8* – линии, проведенные на уровне тройного среднеквадратичного отклонения от прямых регрессий; $V_{пл}$ – пластовая скорость в слое под границей; H – глубина до границы

Таблица 3

$V_{пл}$, км/сек	6,0	6,4	6,4	6,4
h, км	3	3	4	5
a, сек	0,03±0,03	0,0±0,03	-0,31±0,03	-0,64±0,03
$b \cdot 10^{-4}$	5,4±6	9,4±6	22±6	35±6

Таблица 3 (окончание)

$V_{пл}$, км/сек	6,6	6,6	6,6	7,0
h, км	2	3,5	5	4
a, сек	0,40±0,03	0,05±0,03	-0,50±0,03	-0,17±0,03
$b \cdot 10^{-4}$	0±6	21,2±6	42,0±6	53,7±6

Судя по моделям II и V, земная кора Приморья характеризуется в целом слабой скоростной дифференциацией и сравнительно низкими значениями пластовых скоростей.

Профиль Зарубино – Кировский и широтные отличаются друг от друга по скоростным характеристикам. Так, на первом профиле на глубине около 22 км залегает кровля слоя с $V_{пл}$ = 6,6 км/сек. На широтных профилях (модель V) слой с примерно такой же скоростью (6,55 км/сек) залегает на глубине около 28 км, т.е. на 6 км глубже. Перепад глубин для кровли слоя с $V_{пл}$ = = 6,35 км/сек около 11 км. Характерно наличие слоя пониженных скоростей в пределах Ханкайского массива.

Общим является то, что модели II и V, как и I и IV (см. рис. 35), плохо согласуются с амплитудами регистрируемых волн, т.е. по расчетам область максимальных амплитуд, приуроченная к начальным точкам, должна находиться значительно дальше. Согласование наступает, если предположить наличие высокоскоростных пропластков со значениями скоростей, равными граничным (модель IV) или пластовым (модель IV) скоростям. По-видимому, лучшая согласованность моделей II и V по динамике будет и в том случае, если предположить наличие продольной скоростной анизотропии слоев земной коры.

Сейсмические разрезы земной коры

При построении сейсмических разрезов земной коры использовались годографы преломленных (квазиголовных) и отраженных волн.

Построения на профилях Зарубино – Кировский и Спасск-Дальний – Тадуши производились методом полей времен.

Средяя скорость до первой границы изменялась от 5,2 до 5,6 км/сек в зависимости от глубины ее залегания. Положение самой верхней границы, связанной с осадочно-вулканогенным слоем в южной части профиля Зарубино – Кировский (ПК-76-9 км), подбиралось таким образом, чтобы после введения поправок (Δt) за изменение глубины залегания этой границы сглаживались локальные искривления годографов глубинных волн (имеются в виду такие "искривления", которые наблюдаются на одних и тех же участках профиля для большинства годографов регистрирующихся здесь волн). Средняя скорость до верхней границы принималась равной 3,5 км/сек.

Последующие преломляющие границы строились с учетом преломления лучей на вышележащих границах.

Преломленные волны, связанные с подкоровым слоем, для построения разреза не привлекались из-за малой детальности систем наблюдения. Они использовались только для определения граничной скорости, которая подбиралась та-

ким образом, чтобы совпадали глубины, определенные по отраженным и преломленным волнам.

На профиле Спасск–Дальний – Тадуши наряду с методом полей времен для нахождения глубин залегания преломляющих границ использовалось выражение (Пузырев, 1963)

$$h = \frac{(t - R/V_{\Gamma})\bar{V}}{2\cos i}, \qquad (3)$$

где h – глубина до преломляющей границы в центре зондирования, V_{Γ} – граничная скорость, t – время прихода преломленной волны, R – расстояние до пункта взрыва, $\bar{V}$ – средняя скорость в верхнем слое. Величины $\tilde{V}$ и V_{Γ} принимались постоянными для каждой волны. Величина граничной скорости определялась по наклону осредняющего годографа. По профилю Бикин – Великая Кема, где количество наблюдений небольшое и трудно получить осредненный годограф, построение по преломленным волнам производилось по следующим формулам:

$$\Delta t - \frac{\Delta x + h_{n-1}[\mathrm{tg}(i+\phi_{n-1}) - \mathrm{tg}(i+\phi_n)] - \Delta h\,\mathrm{tg}(i+\phi_n)}{V_{\Gamma}\cos\phi_n} - \frac{1}{V}\left[\frac{h_n}{\cos(i+\phi_n)} - \frac{h_{n-1}}{\cos(i+\phi_{n-1})}\right] = 0 \qquad (4)$$

$$\Delta h = \frac{1}{2}\left\{\Delta x + h_{n-1}[\mathrm{tg}(i+\phi_{n-1}) - \mathrm{tg}(i+\phi_n)]\right\}(1 - \mathrm{tg}\,i\,\mathrm{tg}\,\phi_n)\sin 2\phi_n, \qquad (5)$$

где $\Delta x = x_{n+1} - x_n$; геометрический смысл других математических символов в формулах (4) и (5) приведен на рис. 39. Придавая различные значения углу наклона границы ϕ_n в формуле (5), находятся соответствующие Δh. Истинными значениями Δh и ϕ_n будут те, при которых в уравнении (4) левая его

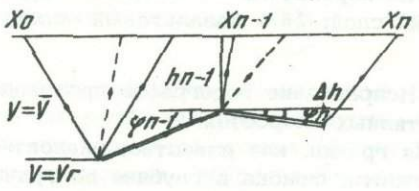


Рис. 39. Схема, поясняющая вывод формулы для расчета глубин залегания преломляющих границ

часть обращается в нуль. Глубины залегания границы $h_n = h_{n-1} + \Delta h$ наносились на сейсмический разрез с учетом сейсмического сноса x_n по формуле

$$x_n = x_{n-1} - h\,\mathrm{tg}(i+\phi_n). \qquad (6)$$

Для вычисления глубины до границы в ближайшей к пункту взрыва точке использовалась формула (3).

При расчетах по формулам (3) – (5) вариации граничной скорости не учитываются.

Положение отражающих границ на профиле Зарубино–Кировский определялось главным образом способом засечек и частично способами полей времен и средних градиентов (Пузырев, 1959). В первом случае использовались волны, длина годографов которых не менее 10 км, во втором случае – не менее 20 км. На широтных профилях глубины вычислялись по формуле

$$h = \frac{1}{2}\sqrt{t^2V^2 - R^2}. \qquad (7)$$

При построении границ как по отраженным, так и по преломленным волнам в наблюденные времена вводились поправки за неоднородность верхней части

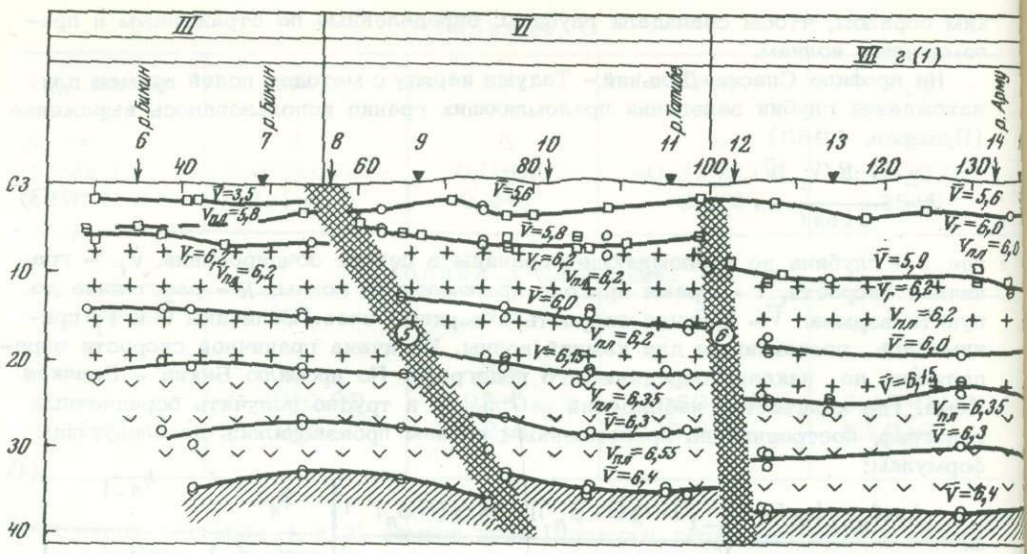


Рис. 40. Сейсмогеологический разрез земной коры по профилю Бикин – Великая Кема

Глубины залегания отражающих границ, определенные по: *1* – продольным волнам, *2* – поперечным волнам. Глубины залегания преломляющих границ, определенные по: *3*– продольным волнам, *4* – поперечным волнам; *5* – поверхность Мохоровичича; *6* – предполагаемое положение сейсмических границ; *7* – эффективная скорость; *8* – граничная скорость; *9* – пластовая скорость; *10* – предполагаемые зоны нарушений; *11* – пункты наблюдений; *12* – пункты взрыва; *13* – "осадочно-эффузивный" слой; *14* – "гранитно-метаморфический" слой; *15* – базальтовый слой. Арабскими цифрами

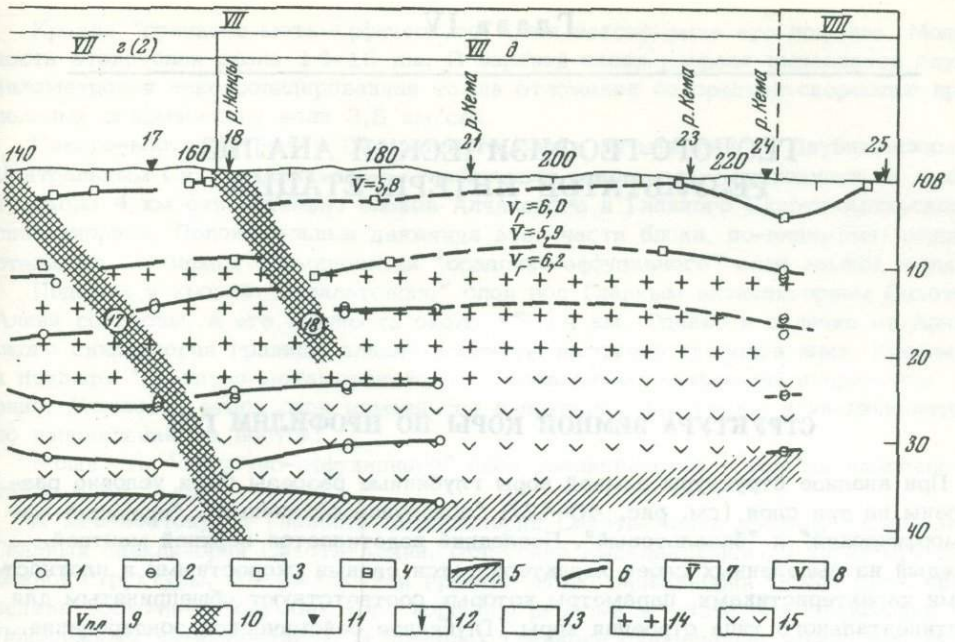
разреза земной коры. Исправление годографов производилось так же, как и при определении эффективных скоростей.

Точность построения границ, как известно, зависит от многих фактов (Пузырев, 1959). В частности, ошибка в глубине до границы за неучет рефракции при интерпретации преломленных волн, рассмотренная нами ранее (Аргентов и др., 1970), не превышает 5–6%. Суммарная погрешность, определенная по формулам, приведенным в указанных работах, не превышает 10–12%. Однако в настоящее время при работах ГСЗ невозможно количественно оценить все факторы, влияющие на точность определения элементов залегания сейсмической границы, особенно степень правильности идентификации волн в условиях "штриховой" структуры волнового поля, неоднозначность в определении природы сейсмических волн и другие причины, обусловленные субъективностью корреляции сейсмических волн.

О точности построений в какой-то мере можно судить по дисперсии определений глубины залегания границ. В этом случае погрешность не превышает 8–10%. Следует иметь в виду, что этот разброс обусловлен не только точностью построения границ, но и особенностями геологического строения земной коры (структурой, мощностью переходных слоев).

На профиле Зарубино – Кировский также интерпретировались волны, имеющие отрицательные кажущиеся скорости. Предполагалось, что они являются дифрагированными волнами. Основанием для этого послужила их приуроченность к зонам разломов, выделяемым по геологическим данным. Они могут быть также боковыми волнами, связанными с криволинейностью границ, но и в этом случае они свидетельствуют об аномальном строении разреза.

Глубина до дифрагирующих точек определялась путем сравнения экспериментальных и теоретических годографов дифрагированных волн. Последние построены с использованием скоростного разреза модели I (см. рис. 35). Точность



на схеме обозначены зоны глубинных разломов: 5 – Даубихинская, 6 – Центральная Сихотэ-Алиньская, 17 – Арму-Бикинская, 18 – Колумбинская. Геологические структуры: III – Алчанская зона, VI – зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, VII – зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня, VII, г – Арму-Иманский рудный район (1 – Арму-Бикинский синклинорий, 2 – Колумбинский антиклинорий), VII,д – Верхне-Кемский рудный район, VIII – Прибрежная антиклинальная зона

определения глубин до точек дифракции, по-видимому, невелика. Наблюденные годографы дифрагированных волн зачастую достаточно хорошо совпадают с теоретическими при изменении параметра кривых (H) на 100%. Отсюда и относительная погрешность в определении глубин точек дифракции в отдельных случаях может достигать той же величины.

Результаты интепретации представлены на сейсмических разрезах (рис.40-42; рис. 41, 42 см. на вкладке).

На сейсмических разрезах, наряду с субгоризонтальной расслоенностью, нанесен ряд предполагаемых зон нарушений. Обоснованием их существования являются признаки, приведенные в следующих работах (Соллогуб, 1969; Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы, 1971). Одним из основных признаков зоны нарушений считалось изменение в структуре волнового поля. Учитывались также частотные и амплитудные характеристики волн, структура сейсмических границ, результаты интерпретации дифрагированных волн, данные геолого-геофизических методов.

Для оценки того, насколько скоростные модели, определенные по обобщенным годографам, отвечают сейсмическим разрезам, по разрезу профиля Спасск-Дальний – Тадуши, используя программу, приведенную в работе А.В. Белоносова и А.С. Алексеева (1967), вычислены теоретические годографы (см. рис. 16). Сходимость теоретических годографов с экспериментальными хорошая.

В работе (Давыдова, 1972б) проанализирована динамика волн для трех типов моделей сейсмических границ, содержащих рёзкие границы первого рода (I тип), переходный градиентный слой (II тип) и пачки тонких слоев с инверсией скоростей (III тип). Экспериментальные данные, полученные в Приморье (наличие четких областей начальных точек головных волн), лучше согласуются с I или III типом указанных моделей, т.е. сейсмические границы либо резкие, либо представлены пачками тонких слоев.

Глава IV

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПРОФИЛЯМ ГСЗ

При анализе структуры земной коры глубинные разрезы были условно разделены на три слоя (см. рис. 40–42): "осадочно-эффузивный", "гранитно-метаморфический" и "базальтовый". Последний подстилается верхней мантией. Каждый из выделенных слоев характеризуется своими скоростными и плотностными характеристиками, параметры которых соответствуют общепринятым для континентального типа строения коры (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1962; Борисов, 1967; Моисеенко, 1969; Беляевский и др., 1971). Эти параметры для приморских разрезов приняты следующие: "осадочно-эффузивный" слой – $V_{пл}$, $V_г < 6{,}0$ км/сек, $\rho = 2{,}6–2{,}7$ г/см^3; "гранитно-метаморфический" слой – $V_г = 6{,}0–6{,}5$ км/сек, $V_{пл} = 6{,}0–6{,}3$ км/сек, $\rho = 2{,}8–2{,}9$ г/см^3; "базальтовый" – $V_г = 6{,}5–7{,}5$ км/сек, $V_{пл} = 6{,}4–7{,}0$ км/сек, $\rho = 3{,}0 – 3{,}1$ г/см^3; верхняя мантия – $V_г > 8{,}0$ км/сек, $\rho > 3{,}2$ г/см^3.

"Гранитно-метаморфический" слой делится на две толщи: нижнюю с $V_{пл} = 6{,}2$ км/сек и верхнюю – $V_{пл} = 6{,}0$ км/сек. На разрезах, располагающихся вкрест простирания структур Сихотэ-Алиня (см. рис. 40, 41), "базальтовый" слой также делится на две части: нижнюю с $V_{пл} = 6{,}6$ км/сек и верхнюю с $V_{пл} = 6{,}3–6{,}4$ км/сек. На профиле Зарубино – Кировский (см. рис. 42) в пределах Туманган-Суйфунской складчатой системы в составе "базальтового" слоя выделяются те же две толщи, под Ханкайским массивом нижняя толща подстилается слоем с пониженной скоростью.

Если за основу стратификации земной коры и верхней мантии принять схему Н.А. Беляевского (Беляевский и др., 1971), согласно которой выделяются четыре резко различные толщи – водная, неконсолидированная (осадочная), консолидированная и верхняя мантия, – то выделенные нами слои можно отнести к консолидированной толще. Осадочная толща на исследуемой территории представлена слабодислоцированными отложениями мощностью до нескольких километров, выполняющими наложенные впадины. На остальной части территории распространена только консолидированная толща, которая неоднородна по составу и степени метаморфизма слагающих ее отложений. На дневной поверхности в пределах Сихотэ-Алиньской складчатой системы она представлена "осадочно-эффузивным" слоем, в пределах Ханкайского массива – "гранитно-метаморфическим".

Профиль Бикин – Великая Кема располагается вкрест простирания основных структурных элементов земной коры Приморья (см. рис. 2) и пересекает с запада на восток Алчанский синклинорий, Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, Главный синклинорий Сихотэ-Алиня и Прибрежный антиклинорий. Алчанский синклинорий ограничивается на юго-востоке от Главного антиклинория Сихотэ-Алиня глубинным разломом, отделяющим блок земной коры, опущенный относительно блока, заключенного между Центральным и Даубихинским глубинными разломами (см. рис. 40). Подошва земной коры и кровля "базальтового" слоя под Алчанским синклинорием плавно изогнуты выпуклой стороной вверх. Мощность "базальтового" слоя находится в пределах 12–15 км.

Кровля "гранитно-метаморфического" слоя неконформна его подошве. Мощность этого слоя около 14-16 км. В верхней части разреза выделяется двухкилометровая неконсолидированная толща отложений со средней скоростью продольных сейсмических волн 3,5 км/сек.

Северо-восточная часть Центрального блока, ограниченного Даубихинским и Центральным Сихотэ-Алиньским глубинными разломами, приподнята на высоту около 4 км относительно блоков Алчанского и Главного Сихотэ-Алиньского синклинориев. Положительные движения этой части блока, по-видимому, осуществлялись в период формирования "осадочно-эффузивного" слоя земной коры.

Подошва и кровля "базальтового" слоя под Главным антиклинорием Сихотэ-Алиня согласны, а его мощность около 13-14 км. Однако в отличие от Алчанского синклинория границы плавно изогнуты выпуклой стороной вниз. Кровля и подошва "гранитно-метаморфического" слоя также конформны и прогнуты вниз. Мощность этого слоя изменяется в пределах 14-16 км и увеличивается по направлению на восток.

Мощность "осадочно-эффузивного" слоя увеличивается в том же направлении с 5 до 7 км.

К юго-востоку от Главного антиклинория Сихотэ-Алиня профиль пересекает Главный синклинорий Сихотэ-Алиня, отчетливо выделяющийся по характеру глубинной структуры. Юго-восточная граница этого синклинория может быть проведена восточнее Колумбинского корового разлома в месте его сопряжения с Прибрежным антиклинорием. В пределах Главного синклинория можно выделить Арму-Бикинский синклинальный и Колумбинский антиклинальный блоки земной коры.

Арму-Бикинский блок, ограниченный Центральным Сихотэ-Алиньским и Арму-Бикинским глубинными разломами, опущен относительно северо-восточной части Центрального (на 4 км) и Колумбинского блоков (около 1 км).

Подошва земной коры под Арму-Бикинским синклинальным блоком почти горизонтальна, тогда как кровля "базальтового" слоя неконформна ей и образует поднятие под осевой зоной с амплитудой около 3 км. Следует отметить, что это поднятие, но с меньшей амплитудой (около 1 км), прослеживается и по кровле "гранитно-метаморфического" слоя. Мощность "базальтового" слоя (см. рис. 40) от 10 до 15 км (в районе раздува "базальтового" слоя). Подошва и кровля "гранитно-метаморфического" слоя конформны, а мощность изменяется от 11 км вблизи осевой зоны синклинального блока (в районе уменьшения его мощности над раздувом "базальтового" слоя) и до 15 км под его флангами. "Осадочно-вулканогенный" слой имеет максимальную мощность в юго-восточной части блока (свыше 12 км).

К юго-востоку от Арму-Бикинского блока выделяется Колумбинский антиклинальный блок, юго-восточное крыло которого нарушено Колумбинским коровым разломом. Этот разлом, выражающийся на поверхности системой разрывных нарушений шириной более 5 км (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969), судя по данным ГСЗ, затухает в "гранитно-метаморфическом" слое. Амплитуда смещения по разлому около 3 км.

Подошва земной коры под Колумбинским антиклинальным блоком наклонена к юго-востоку, в этом же направлении увеличивается и мощность "базальтового" слоя. Кровля и подошва "гранитно-метаморфического" слоя слабо выпуклы вверх. Мощность этого слоя 15 км. Мощность "базальтового" слоя равна 10-12 км.

Имеющиеся данные ГСЗ для юго-восточного конца профиля представляют значительные области для интерполяции, однако эти данные все же позволяют составить представление о глубинной структуре земной коры под Прибрежным антиклинорием.

Мощность "базальтового" слоя под этой структурой равна примерно 10 км. "Базальтовый" слой с конформными подошвой и кровлей воздымается по направлению к шельфу.

Кровля "гранитно-метаморфического" слоя плавно выгнута вверх. Ось антиклинали расположена на удалении около 40 км от побережья. При приближении

к берегу моря кровля и подошва этого слоя сближаются, т.е. прогиб верхних слоев земной коры у побережья Японского моря является наложенным на приподнятую здесь нижнюю часть коры. Мощность "гранитно-метаморфического" слоя изменяется в пределах 14–16 км, "осадочно-эффузивного" – 8–11 км.

Подошва самого верхнего слоя земной коры (слоя "раскрытых" трещин) в 8–10 км от берега моря прогнута на глубину более 4 км, образуя, таким образом, вулкано-тектоническую депрессию, по-видимому, выполненную кислыми эффузивами и пирокластами верхнемелового возраста.

Профиль Спасск-Дальний – Тадуши, как и профиль Бикин – Великая Кема, располагается вкрест простирания основных структурных элементов земной коры Приморья (см. рис. 2) с запада на восток в пределах Ханкайского массива, Даубихинского синклинория, Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, Главного синклинория Сихотэ-Алиня и Прибрежного антиклинория. Сейсмический разрез по этому профилю дает возможность достаточно уверенно выявить соотношение поверхностной и глубинной структур земной коры (см. рис. 41).

Разрез Спасск-Дальний – Тадуши начинается в пределах Ханкайского массива, структура которого будет подробно охарактеризована при описании профиля Зарубино – Кировский. Здесь же только отметим, что Ханкайский массив ограничивается от складчатой системы Сихотэ-Алиня Западным Сихотэ-Алиньским глубинным разломом, по которому прилегающий край Даубихинского блока опущен относительно южного блока Ханкайского массива на 4 км.

Будем рассматривать в качестве западной границы Даубихинского синклинория Западный Сихотэ-Алиньский глубинный разлом, тогда как его восточная граница может быть проведена по Даубихинскому глубинному разлому.

Глубинные границы в земной коре Даубихинского синклинория неконформны друг другу, за исключением подошвы и кровли нижней толщи "базальтового" слоя. Тогда как подошва "базальтового" слоя плавно воздымается в восточном направлении, его кровля погружается в этом же направлении, причем она прогнута вниз с амплитудой до 2 км. Мощность "базальтового" слоя изменяется от 16 км (у Западного Сихотэ-Алиньского глубинного разлома) до 12 км (вблизи Даубихинского глубинного разлома). Кровля "гранитно-метаморфического" слоя "выгнута" вверх с амплитудой около 2 км. Мощность его находится в пределах 14–16 км. Мощность "осадочно-эффузивного" слоя – 7–8 км.

Восточной границей Главного антиклинория Сихотэ-Алиня может считаться Центральный Сихотэ-Алиньский глубинный разлом.

Глубинные границы в земной коре Главного антиклинория Сихотэ-Алиня в разрезе профиля Спасск-Дальний – Тадуши, в отличие от профиля Бикин – Великая Кема, имеют антиклинальную форму. Ось антиклинория с увеличением глубины мигрирует с запада на восток.

Подошва земной коры (в западном крыле юго-западной части Центрального блока) по Даубихинскому глубинному разлому сброшена на 2,5 км. В восточном направлении она плавно воздымается, и по Фудзино-Иманскому глубинному разлому подошва земной коры (под восточным крылом юго-западной части Центрального блока) приподнята на 2 км относительно подошвы коры под северо-восточной частью Центрального блока.

Мощность "базальтового" слоя уменьшается с запада на восток с 17 до 14 км, при этом наблюдается значительная разница в его мощности (около 5 км) по обе стороны Даубихинского глубинного разлома, которая может быть объяснена, если рассматривать Даубихинский глубинный разлом как сброс нарастания в период формирования этого слоя, или как сдвиг. Аналогичную природу, по-видимому, имеет и Центральный разлом. Мощность "гранитно-метаморфического" слоя около 15 км под крыльями антиклинория, она уменьшается до 13 км под его осевой зоной.

Мощность "осадочно-вулканогенного" слоя плавно увеличивается в юго-восточном направлении и достигает максимального значения (10 км) в пределах южной оконечности северо-восточной части Центрального блока.

Ограничениями Главного синклинория Сихотэ-Алиня на профиле Спасск-Дальний – Тадуши можно считать Центральный Сихотэ-Алиньский глубинный разлом на западе и Прибрежный на востоке.

Глубинные границы в земной коре Главного синклинория Сихотэ-Алиня, так же как в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня, только частично конформны друг другу, однако в синклинории подошва земной коры, раздел внутри "базальтового" слоя, его кровля и раздел внутри "гранитно-метаморфического" слоя обращены выпуклой стороной вверх, а подошва "осадочно-эффузивного" слоя вогнута вниз (обратная отрицательная форма соответствия глубинных границ, согласно классификации Н.А. Беляевского, 1969).

Подошва земной коры блока Главного синклинория Сихотэ-Алиня сброшена по зоне Центрального глубинного разлома Сихотэ-Алиня на 5 км. Она плавно воздымается в восточном направлении и в зонах Фурмановского и Прибрежного глубинного разломов испытывает только незначительные перемещения. Кровля "базальтового" слоя наиболее выгнута вверх под осевой зоной синклинория. Мощность его уменьшается с 18 до 12 км (под восточным крылом синклинория).

"Гранитно-метаморфический" слой имеет минимальную мощность около 10-11 км под осевой зоной синклинория, а в западном и восточном направлениях она увеличивается до 15-16 км.

Мощность "осадочно-вулканогенного" слоя увеличивается в восточном направлении и приблизительно равна 10 км около западного ограничения Кавалеровского блока.

Следует обратить внимание на взаимоотношение верхних слоев и границ земной коры в Главном синклинории и антиклинории Сихотэ-Алиня. За Центральным разломом продолжением сейсмических границ антиклинория являются в синклинории не одноименные с ними по значениям граничных скоростей границы, а более глубоко залегающие и соответственно более высокоскоростные. Возможно, что по своему стратиграфическому положению одинаковыми являются именно эти границы. Более же высокие скорости в синклинории можно объяснить их большой глубиной залегания. В этом случае подошва выделяемого нами "осадочно-эффузивного" слоя в синклинории моложе, чем в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня.

Прибрежный антиклинорий ограничивается на северо-западе одноименным глубинным разломом. Структура земной коры антиклинория на юго-востоке шельфа пока не изучена.

Имеющиеся данные свидетельствуют о частичной конформности глубинных границ в Прибрежном антиклинории. Подошва земной коры плавно воздымается в сторону шельфа, а кровля "базальтового" слоя нарушена двумя сбросами, проникающими в этот слой, по которым восточный блок поднят на 4 км. Возможно, что разлом, отделяющий крайний восточный блок, проникает и в верхнюю мантию. Мощность "базальтового" слоя около 12 км.

Мощность "гранитно-метаморфического" слоя изменяется от 14 км в западном и центральном блоках антиклинория, вероятно, до 10 км в восточном блоке.

Мощность "осадочно-вулканогенного" слоя изменяется в пределах 6-9 км и по направлению к побережью плавно уменьшается.

"Базальтовый" слой под шельфом и континентальным склоном имеет мощность от 12 до 15 км и плавно воздымается по направлению к глубоководной впадине Японского моря. Изменения от 7,5 до 9,1 км/сек под подошвой земной коры (Глубинное сейсмическое зондирование ..., 1971), возможно, свидетельствуют о наличии здесь зоны глубинного разлома (Юнов, Тихомиров, 1968; Красный, 1970).

Континентальная кора шельфа отделяется от океанической коры впадины Японского моря крупным глубинным разломом. Он подтверждается сменой типов волновых полей, резким изменением мощности земной коры по обе стороны от него. Учитывая резкий характер смены континентального типа коры на океаническую вблизи разлома, наряду с другими факторами, по-видимому,

предпочтительной является точка зрения П.Н. Кропоткина (Кропоткин, Шахварстова, 1965) о рифтовом происхождении впадины Японского моря.

Профиль Зарубино–Кировский (см. рис. 1) проходит по Ханкайскому массиву и под косым углом пересекает Суйфунский синклинорий и Туманган–Суйфунский антиклинорий. Внутри Ханкайского массива профилем пересечен ряд элементов более высокого порядка: Шмаковский и Нахимовский купола, Черниговский синклинорий и Вознесенский антиклинорий. Сейсмический разрез, в ряде мест построенный по детальным системам, дает возможность выявить соотношение поверхностной и глубинной структур (см. рис. 42), хотя для юго–западного отрезка профиля следует учитывать, что профиль ГСЗ пересекает складчатые системы под небольшим углом.

Ограничениями Ханкайского массива (см. рис. 2) являются системы глубинных и коровых разломов: Иманский на севере, Западный Сихотэ–Алиньский на востоке, Южно–Сихотэ–Алиньский на юге и Западный на западе массива.

Глубинный разлом Белый (см. рис. 42) разграничивает Ханкайский массив на северный и южный блоки. Структурными элементами северного блока являются Вакский и Шмаковский купола и Кабаргинский синклинорий, а южного – Нахимовский купол, Черниговский синклинорий и Вознесенский антиклинорий.

Северный блок, где профиль ГСЗ пересекает часть Шмаковского купола, взброшен по глубинному разлому Белый на 2 км. Глубинные границы в этом блоке почти согласны друг другу. Конформность нарушается вблизи зон разломов.

Мощность "базальтового" слоя в южной части блока, ограниченной коровым разломом на северо–востоке, около 15 км, а под Шмаковским куполом она уменьшается до 10 км, соответственно мощность "гранитно–метаморфического" слоя в южной части блока – 14–15 км, а под куполом – 17 км.

Южный блок Ханкайского массива, по сравнению с северным, характеризуется относительно более низким расположением подошвы коры (на 2 км) и более высоким кровли "базальтового" слоя, мощность которого между Нахимовским куполом и Черниговским синклинорием достигает 20 км.

Характерная особенность южного блока Ханкайского массива – слой пониженных скоростей ($V_{пл}$ = 6,0 км/сек), располагающийся в основании коры. Мощность этого слоя изменяется от 6 до 2,5 км.

Мощность "гранитно–метаморфического" слоя увеличивается в южном блоке Ханкайского массива на юго–запад с 11 км у границы с северным блоком до 16 км вблизи Южно–Сихотэ–Алиньского глубинного разлома.

Амплитуда смещений по глубинным разломам в подошве земной коры южного блока Ханкайского массива (Дмитриевскому, Черниговскому и Вознесенскому) не превышает 1 км. Однако разница в мощности слоев земной коры в блоках, разделенных этими разломами, в ряде случаев (для "базальтового" слоя по Черниговскому и Вознесенскому и для "гранитно–метаморфического" слоя по Черниговскому, Дмитриевскому и Вознесенскому разломам) достигает 3 км. Это свидетельствует о том, что разломы существовали как сбросы нарастания для времени формирования "базальтового" (Черниговский и Вознесенский разломы) и "гранитно–метаморфического" (Черниговский, Дмитриевский и Вознесенский разломы) слоев.

Сбросами нарастания являются и некоторые коровые разломы: а) проникающий в "базальтовый" слой и располагающийся к западу от Даубихинского глубинного разлома; б) в осевой зоне Черниговского синклинория и в) проникающий в "базальтовый" слой в осевой зоне Вознесенского антиклинория.

Описанные глубинные и коровые разломы Ханкайского массива, вероятно, служили ослабленными зонами, по которым андезитовые и гранитоидные магмы поступили в верхние горизонты земной коры и на дневную поверхность.

Суйфунскому синклинорию соответствует одноименный блок земной коры, который опущен относительно южного блока Ханкайского массива на 1 км.

Глубинные границы в земной коре Суйфунского синклинория только на небольших участках конформны друг другу. Кровля и подошва "базальтового" слоя образуют слабо выраженную обратную положительную форму (Беляевский,

1969), тогда как кровля "гранитно-метаморфического" слоя составляет обратную отрицательную форму.

Мощность "базальтового" слоя 16-18 км. Подошва его воздымается в юго-западном направлении, а кровля погружается, и вблизи Муравьевского глубинного разлома разница в мощности слоя в Суйфунском и Монгугайском блоках, вероятно, превышает 1 км. Мощность "гранитно-метаморфического" слоя увеличивается к Муравьевскому разлому до 12 км, а под осевой зоной синклинория она равна 9 км.

"Осадочно-эффузивный" слой синклинория состоит их дух толщ: нижней с $V_{пл}$ = 5,6 км/сек и верхней с $V_{пл}$ = 3,5 км/сек. Нижняя толща, вероятно, соответствует комплексу палеозойских образований, а верхняя включает в себя мезозойские отложения.

Максимальная мощность "осадочно-эффузивного" слоя в осевой зоне синклинория более 6 км, а мощность верхней (мезозойской) толщи достигает 2 км. Верхняя толща "осадочно-эффузивного" слоя выклинивается по направлению к Ханкайскому массиву и Туманган-Суйфунскому антиклинорию, а в нижней (палеозойской) толще уменьшается только ее мощность, и она выступает на дневную поверхность в осевых зонах Вознесенского и Туманган-Суйфунского антиклинориев.

Земная кора Туманган-Суйфунского антиклинория по профилю ГСЗ делится на три блока (Монгугайский, Южно-Приморский и Посьетский), у которых северо-восточные края приподняты относительно друг друга (см. рис. 42). В целом же подошва коры воздымается в юго-западном направлении. В этом же направлении происходит общее опускание глубинных границ, которые в пределах антиклинория не конформны подошве коры.

Мощность "базальтового" слоя уменьшается по направлению к осевой зоне антиклинория до 12 км. Разница в мощности "базальтового" слоя в Монгугайском, Южно-Приморском и Посьетском блоках (достигающая 2 км), вероятно, обусловлена тем, что разломы между этими блоками были сбросами нарастания в период формирования слоя. Мощность "гранитно-метаморфического" слоя на восточном крыле и в осевой зоне антиклинория - 12-14 км.

Вдоль профилей ГСЗ построены графики изменения мощностей "гранитно-метаморфического" и "базальтового" слоев земной коры. По характеру этих графиков можно выделить три типа строения земной коры (рис. 43). I тип характеризуется небольшими изменениями мощностей анализируемых слоев, во II мощности изменяются вдоль профилей закономерно и постепенно и в III типе строения мощности меняются резко. Наблюдается довольно отчетливая взаимосвязь между глубинным строением и геологическими структурами, обнажающимися на дневной поверхности. Так, северная часть Ханкайского массива и Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня характеризуются стабильным строением земной коры (I тип строения). Эти структуры отличаются между собой величинами мощностей "базальтового" слоя (под Ханкайским массивом они гораздо выше). Вулканогенный пояс Сихотэ-Алиня характеризуется III типом строения земной коры. Изменение мощности составляющих ее слоев достигает 7 км. II тип строения коры установлен для большей части профиля Зарубино - Кировский (южная часть Ханкайского массива, Суйфунский синклинорий, Туманган-Суйфунский антиклинорий). Сочленение разных типов коры обычно резкое, т.е. происходит по глубинным разломам. Границы разных типов строения земной коры не всегда совпадают с границами структурно-фациальных зон.

Установленная максимальная мощность "базальтового" слоя в Приморье равна 20 км (Ханкайский массив). В пределах складчатой системы Сихотэ-Алиня "базальтовый" слой образует раздув мощностью до 18 км вблизи Центрального Сихотэ-Алиньского глубинного разлома, по юго-западному краю блока Главного синклинория Сихотэ-Алиня и Колумбинского блока. По направлению к Японскому морю мощность "базальтового" слоя уменьшается до 12 км. Минимальная мощность этого слоя (10 км) наблюдается под Арму-Бикинским синклинорием. Следует подчеркнуть значительное различие в мощ-

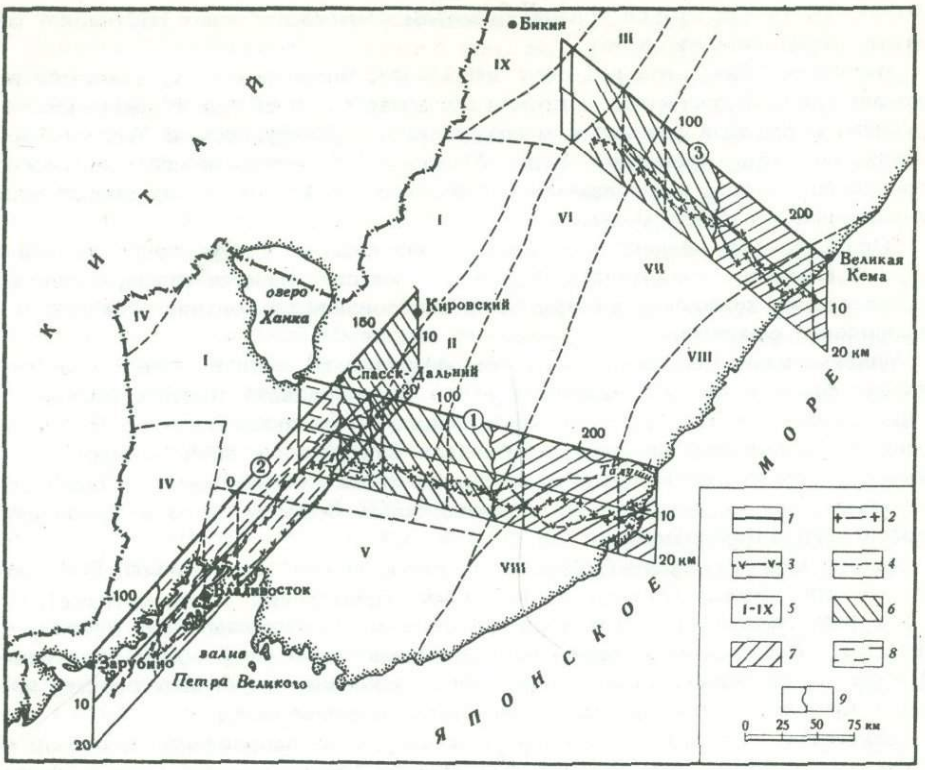


Рис. 43. Изменение мощностей "гранитно-метаморфического" и "базальтового" слоев земной коры вдоль профилей ГСЗ в Приморье

1 – местоположение профилей ГСЗ (номера профилей в соответствии с рис. 1). Графики изменения мощности слоев земной коры: *2* – "гранитно-метаморфического", *3* – "базальтового"; *4* – границы структурно-фациальных зон; *5* – структурно-фациальные зоны (в соответствии с рис. 2). Участки разрезов земной коры, соответствующие различному характеру изменения мощностей ее слоев: *6* – мощности меняются незначительно, *7* – мощности меняются резко; *8* – "базальтовый" слой значительно мощнее "гранитно-метаморфического" слоя; *9* – границы участков с разным характером изменения мощностей слоев земной коры

ности "базальтового" слоя между северным и южным блоками Ханкайского массива: в северном блоке этот слой имеет мощность 10–14 км, а в южном–16–20 км.

"Гранитно-метаморфический" слой имеет максимальную мощность в 24 км между осевыми зонами Колумбинского антиклинория и Арму-Бикинского синклинория. Минимальная мощность этого слоя (около 10 км) наблюдается вблизи Вознесенского глубинного разлома (в южном блоке Ханкайского массива), тогда как в северном блоке массива этот слой достигает мощности в 20 км.

"Гранитно-метаморфический" слой выступает на дневную поверхность в пределах северного и части южного блоков Ханкайского массива. К юго-западу от Дмитриевского разлома метаморфический комплекс перекрывается осадочно-вулканогенными отложениями, и в Суйфунском синклинории кровля "гранитно-метаморфического" слоя находится на глубине более 6 км. К северо-западу от массива (в Алчанском синклинории) глубина залегания кровли этого слоя превышает 5 км. В осевых зонах антиклинориев кровля "гранитно-метаморфического" слоя залегает на глубине 4–5 км. Максимальная глубина залегания кровли "гранитно-метаморфического" слоя в Сихотэ-Алиньской системе (более 6 км) наблюдается в узкой зоне между Центральным Сихотэ-Алиньским и Фудзино-Иманским глубинными разломами.

Таким образом, современная структура земной коры Приморья обусловлена суммой движений ее отдельных блоков, складывающихся за период времени, начиная с этапа формирования "базальтового" слоя. Характер структуры земной коры, описанный на разрезах (см. рис. 40–42), свидетельствует о том, что многие глубинные разломы, расчленяющие земную кору на отдельные блоки, являются долгоживущими, т.е. такими, которые заложились и существовали как разрывные нарушения (в ряде случаев являясь сбросами нарастания) во время формирования комплекса исходных отложений "базальтового" слоя и обновлялись в более позднее время, в период формирования "гранитно-метаморфического" и "осадочно-эффузивного" слоев.

Система глубинных разломов обусловливает дифференциацию земной коры Приморья на блоки наиболее низкого порядка, а в целом она наложена на складчатую структуру. Это обстоятельство должно учитываться при проведении границ между структурными элементами при тектоническом районировании.

МОЩНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Полученные данные ГСЗ совместно с гравитационными данными позволили построить схему мощности земной коры (рис. 44). Гравиметрические данные при построении схемы использовались качественно, т.е. изолинии мощностей земной коры проводились с учетом направлений изолиний гравитационного поля. Поэтому ее следует рассматривать именно как схему, не более. Сечение изолиний в 2 км было выбрано по следующим соображениям. Как было указано в главе I, до проведения сейсмических исследований только по гравиметрическим данным для Приморья разными авторами было составлено несколько схем мощностей земной коры. Все они имеют сечение изолиний в 5 км. Имея довольно большой объем сейсмических данных по мощностям земной коры, мы сочли возможным на нашей схеме уплотнить систему изолиний. Однако совершенно очевидно, что последующими глубинными исследованиями она, вероятно, существенно будет уточнена.

Максимальная мощность земной коры в 42 км наблюдается в узкой зоне вблизи Центрального Сихотэ-Алиньского глубинного разлома, вдоль юго-западных краев Колумбинского блока и блока Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Средняя мощность земной коры под складчатой системой Сихотэ-Алиня около 36–38 км как под антиклинориями, так и под синклинориями, тогда как под Ханкайским массивом она не превышает 34 км. Минимальный (для земной коры Приморья) мощностью (30–32 км) характеризуется Туманган-Суйфунский и Прибрежный антиклинории.

По направлению к Японскому морю мощность земной коры уменьшается до 26 км на расстоянии около 100 км от берега (подножие континентального склона).

Отмечается прямая зависимость между структурным планом территории Приморья и особенностями рельефа поверхности Мохоровичича. В большинстве случаев антиклинальные структуры располагаются над приподнятой поверхностью Мохоровичича, а синклинальные, наоборот, над опущенной. Глубинные разломы обычно находятся в зонах резкого изменения глубин до поверхности Мохоровичича.

Морфология подкорового слоя в общих чертах соответствует морфологии геологических структур дневной поверхности. Только в южной части Приморья такого соответствия не наблюдается. Здесь оси геологических структур ориентированы в северо-восточном направлении, в то время как изопахиты земной коры имеют северо-западное направление, т.е. совпадают с направлением ориентировки структур Ханкайского массива. Последнее в какой-то степени может служить в качестве одного из доказательств, что палеозойские и мезозойские структуры Южного Сихотэ-Алиня заложились на континентальной коре типа Ханкайского массива.

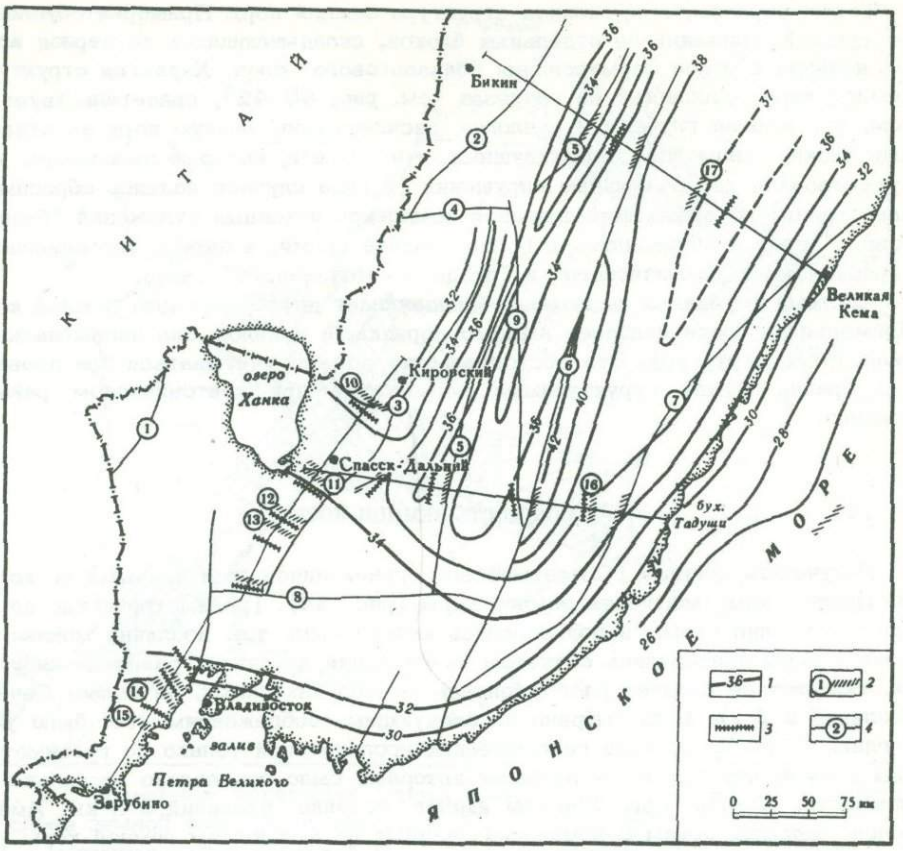


Рис. 44. Схема мощности земной коры в Приморье

1 – изопахиты земной коры (до раздела Мохоровичича); *2* – зоны глубинных разломов, проникающих в верхнюю мантию (названия см. в подписи к рис. 40–42); *3* – проекция глубинных разломов с раздела Мохоровичича на дневную поверхность; *4* – структурные швы и крупные разломы: 1 – Западно-Приморский, 2 – Алчанский, 3 – Западно-Сихотэ-Алиньский, 4 – Иманский, 5 – Даубихинский, 6 – Центральный Сихотэ-Алиньский, 7 – Прибрежный, 8 – Южно-Сихотэ-Алиньский, 9 – Фудзино-Иманский сдвиг

Один из аспектов правдоподобия результатов построений основан на согласованности разных методов исследований (Клушин, 1972). В этой связи сравним результаты интерпретации сейсмических материалов с данными гравиметрии и магнитометрии.

ПЛОТНОСТНЫЕ МОДЕЛИ. СВЯЗЬ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

По данным многочисленных определений, произведенных Приморским геологическим управлением, среднее значение плотности пород метаморфического комплекса Ханкайского массива равно 2,85 г/см^3. Осадочно-эффузивные отложения палеозойского и мезозойского возраста имеют плотности, изменяющиеся в пределах 2,6–2,7 г/см^3. Плотности глубинных слоев земной коры определялись по графикам зависимости скорости от плотности, составленным Дж.Нефом и Ч.Дрейком и преведенным в работе Б.А. Андерева и Н.К.Клушина (Андреев, Клушин, 1965), графики М.Ф. Скориковой и П.М. Сычева приведены И.К.Туезовым (Туезов и др., 1967). В качестве плотностных границ при-

нимались сейсмические границы (осредненные) соответствующих сейсмических моделей.

Для того, чтобы иметь возможность сравнивать теоретические аномальные эффекты по разным профилям между собой, а также с наблюденным полем силы тяжести, необходимо, во-первых, производить вычисления для всех плотностных моделей от единого уровня, и, во-вторых, привести его к уровню наблюденного поля. При расчетах за нулевой нами принят уровень, который создается однородным полупространством, ограниченным дневной поверхностью и имеющим плотность подкорового слоя, равную 3,26 г/см^3. В этом случае гравитационный эффект обусловлен меньшими плотностями слоев земной коры относительно принятого значения плотности. Для его вычисления использовалась программа, составленная для ЭВМ (Кудря и др., 1969), в которой гравитирующий двумерный объект представлен слоем, ограниченным сверху дневной поверхностью, а снизу плотностной границей. Избыточная (недостаточная) плотность при этом равна

$$\Delta\rho = \rho_n - \rho_{n+1},$$

где ρ_n и ρ_{n+1} – плотности n-го и $n+1$-го слоев земной коры соответственно (n-й слой расположен выше по разрезу $n+1$-го слоя).

Расчеты суммарных аномальных эффектов – $\Delta g_{теор}$ – производились по формуле

$$\Delta g_{теор} = \Sigma \Delta g - (\Sigma \Delta g')_{сред} + \Delta g'',$$

где $\Delta g'$ – гравитационный эффект слоя, $(\Sigma\Delta g')_{сред}$ и $\Delta g''$ – средние по трем профилям значения суммарного теоретического гравитационного эффекта и наблюденных значений поля силы тяжести соответственно. Они вводятся в уравнение для того, чтобы выполнялось второе, указанное выше условие, т.е. чтобы привести вычисленные значения аномалий силы тяжести к наблюденным.

В результате произведенных расчетов оказалось, что теоретические гравитационные эффекты хорошо согласуются с экспериментом при использовании зависимости плотности от скорости, установленной М.Ф. Скориковой (Туезов и др., 1967). Расчеты по другим зависимостям дали гораздо худшую сходимость результатов главным образом из-за большей разницы в плотностях на границе Мохоровичича (по Скориковой, $\Delta\rho$ = 0,18–0,37 г/см^3; по Дж. Нефу и Ч. Дрейку, – 0,36–0,62 г/см^3). Отсюда интенсивность аномалий высокая и в 1,5–2 раза превышает интенсивность наблюденных аномалий.

На рис. 45 показаны теоретические кривые, вычисленные М.Ф. Скориковой с использованием зависимости плотности от скорости. Представлено два варианта плотностных разрезов. Первый вариант рассчитан по скоростным моделям I и IV (левые значения плотностей на разрезах), второй – по скоростным моделям II и V (правые значения). Значения скоростей на моделях I и IV близки к значениям граничных скоростей, на моделях II и IV равны пластовым, т.е. первые две модели характеризуют скорость вдоль слоистости, последние две – поперек. Сделано это потому, что плотность – параметр изотропный, и становилось неясным, какие скорости – пластовые или граничные – использовать при расчетах плотностей. Поэтому были рассчитаны два варианта плотностных разрезов: один с использованием граничных скоростей, другой – пластовых. С наблюденным полем силы тяжести лучше согласуются расчеты по первому варианту плотностного разреза. В пределах широтных профилей разница в аномалиях не превышает нескольких миллигалл. Однако по профилю Зарубино – Кировский (рис. 45,в) теоретическая кривая располагается выше наблюденной примерно на 25–30 мгл (для удобства сравнения на рисунке она опущена на величину того же порядка). Для компенсации получившейся разницы в уровнях наблюденной и теоретической кривых необходимо предположить разуплотнение подкорового слоя. Косвенным подтверждением этого предположения является уже упомянутое более низкое здесь значение граничной ско-

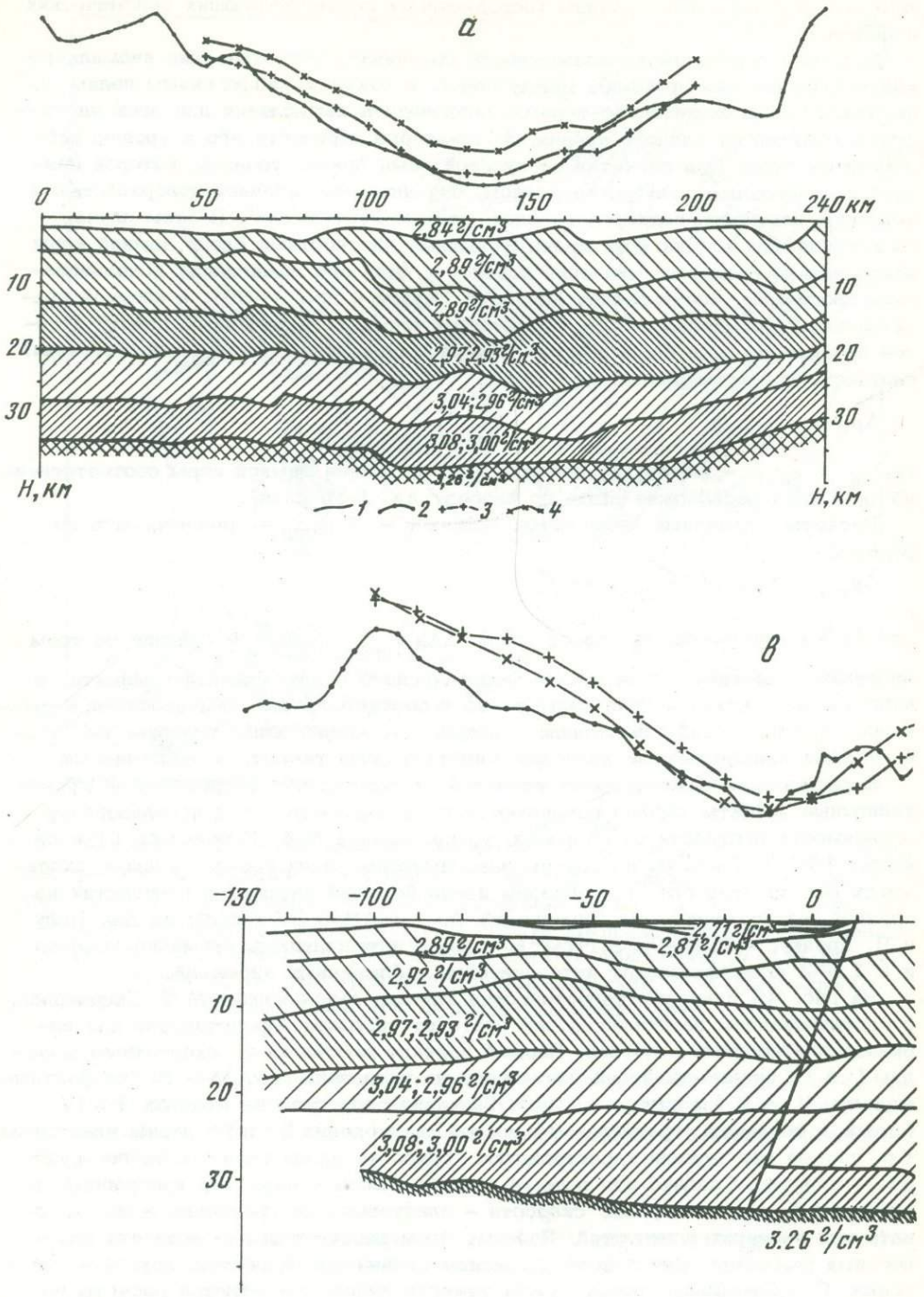
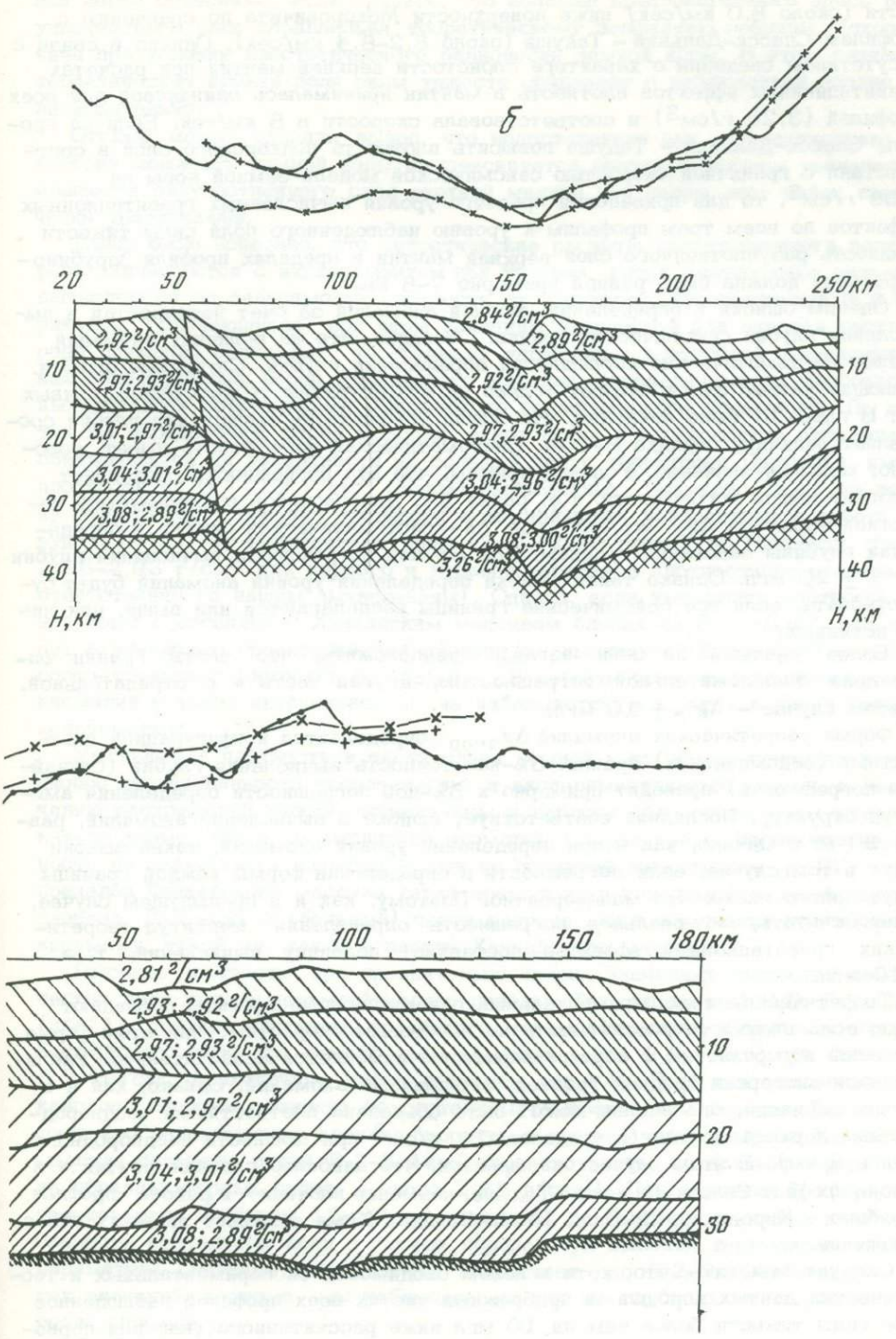


Рис. 45. Плотностные резрезы земной коры по профилям *(а)* Бикин – Великая Кема (составила П.В. Портнягина), Спасск-Дальний – Тадуши *(б)*, Зарубино – Кировский *(в)*

1 – плотностные (сейсмические) границы раздела в земной коре; *2* – наблюденная кривая Δg_a; теоретические кривые Δg_a, вычисленные с



использованием скоростных моделей: *3* – IV (широтные профили), I (профиль Зарубино – Кировский), *4* – V (широтные профили), II (профиль Зарубино – Кировский). На плотностных разрезах левые значения плотностей определены по скоростным моделям I и IV, правые – II и V – для меридионального и широтных профилей соответственно

рости (около 8,0 км/сек) ниже поверхности Мохоровичича по сравнению с профилем Спасск–Дальний – Тадуши (около 8,2–8,4 км/сек). Однако в связи с отсутствием сведений о характере слоистости верхней мантии при расчетах гравитационных эффектов плотность в мантии принималась одинаковой для всех профилей (3,26 г/см^3) и соответствовала скорости в 8 км/сек. Если на профиле Спасск–Дальний – Тадуши повысить плотность подкорового слоя в соответствии с граничной скоростью сейсмической модели земной коры на 0,08 г/см^3, то для приведения среднего уровня вычисленных гравитационных эффектов по всем трем профилям к уровню наблюденного поля силы тяжести мощность разуплотненного слоя верхней мантии в пределах профиля Зарубино–Кировский должна быть равной примерно 7–8 км.

Оценим ошибки в определении уровней аномалий за счет неточностей в вычислении глубин сейсмических границ. Очевидно, что на величину аномалий влияют систематические погрешности определения глубин. Случайные ошибки, имеющие разные знаки, влияют только на конфигурацию теоретических кривых Δg. В главе III было показано, что общая погрешность вычисления глубин составляет величину порядка 8–10%. Систематическая погрешность имеет, вероятно, меньшее значение. Условно примем, что эта погрешность составляет половину общей погрешности, т.е. равна 5%. Для расчетов воспользуемся известной формулой $\Delta g = 2\pi f \Delta\rho \Delta h$, где Δh – систематическая ошибка в определении глубины залегания границы. При 5%–ной погрешности вычисления глубин $\Delta g \approx \pm$ 20 мгл. Однако такая ошибка определения уровня аномалий будет существовать, если все сейсмические границы располагаются или выше, или ниже истинных.

Более реально, на наш взгляд, предположить, что часть границ определена с положительной погрешностью, другая часть – с отрицательной. В этом случае – $\Delta g \approx \pm$ 10 мгл.

Форма теоретических аномалий $\Delta g_{теор}$ определяется конфигурацией плотностных (сейсмических) границ. 5%–ная точность вычисления глубин (случайные погрешности) приводит примерно к 5%–ной погрешности определения амплитуд структур. Последняя соответствует ошибке в вычислении аномалий, равной 20 мгл. Однако, как и при определении уровня аномалий, такие ошибки будут в том случае, если погрешности в определении формы каждой границы будут одного знака, что маловероятно. Поэтому, как и в предыдущем случае, будем считать, что реальная погрешность определения амплитуд теоретических гравитационных эффектов составляет половину вычислений, т. е. + 10 мгл.

Теоретический и экспериментальный гравитационные эффекты совпадают хуже, если плотности рассчитывать по пластовым скоростям. При этом форма аномалий по сравнению с первым вариантом изменяется незначительно. Увеличивается дисперсия средних уровней вычисленных аномалий. Однако, как и в первом варианте, она вполне может быть объяснена плотностными неоднородностями верхней мантии (в пределах 0,1 г/см^3 при мощности неоднородного слоя в 8 км). В этом случае оказывается, что наиболее плотная мантия – в районе профиля Спасск–Дальний – Тадуши, наименее плотная – в районе профиля Зарубино – Кировский. Профиль Бикин–Великая Кема занимает промежуточное положение.

Следует отметить, что, хотя в целом сходимость экспериментальных и теоретических данных хорошая, в прибрежных частях всех профилей наблюденное поле силы тяжести более чем на 10 мгл ниже рассчитанного (как для первого, так и для второго вариантов плотностных разрезов; среднеквадратичное отклоненние рассчитанных значений Δg от наблюденных равно $\pm$ 4 мгл). Судя по характеру остаточных аномалий, они могут быть обусловлены плотностными неоднородностями самых верхних горизонтов земной коры, в частности, в пределах широтных профилей – чехлом кислых эффузивов мезозойского возраста, имеющих примерно на 0,1 г/см^3 меньшую плотность по сравнению с контактирующими с ними осадочно–вулканогенными отложениями. На южной части профиля Зарубино–Кировский региональная составляюшая отрицательной анома-

лии легко объяснима, если принять, что подошва предполагаемого здесь разуплотненного слоя параллельна теоретическому положению границы Мохоровичича при условии изостатического равновесия земной коры. В этом случае теоретическая кривая поля силы тяжести совпадает с наблюденной вполне удовлетворительно.

Отсюда можно сделать вывод, что недостаточная для изостатического равновесия мощность земной коры компенсируется соответствующим увеличением мощности разуплотненного слоя верхней мантии и в целом этот район изостатически уравновешен.

Выше было показано, что теоретические расчеты гравитационного поля хорошо согласуются с экспериментом при условии, когда плотностные разрезы вычисляются по зависимости плотности от скорости, установленной М.Ф.Скориковой. Получающиеся при этом величины плотностей для верхней части разреза примерно совпадают со средними значениями плотностей метаморфических докембрийских пород Ханкайского массива, определенных на многочисленных образцах сотрудниками Приморского геологического управления. По данным тех же определений, более молодые мезозойские и палеозойские отложения, обнажающиеся на поверхности на большей части территории Приморья, имеют плотности на 0,1–0,2 г/см^3 меньше вычисленных. Примерно на ту же величину отличаются и средние плотности в земной коре, приведенные в работе Рингвуда (1972), от вычисленных нами (2,80–2,90 г/см^3, по Рингвуду, против 2,96–2,93 г/см^3 для первого и второго вариантов плотностного разреза, соответственно по нашим вычислениям). Однако, если уменьшить плотность земной коры в соседних с Ханкайским массивом блоках на 0,1 г/см^3, это приведет к появлению гравитационной ступени с амплитудой более 100 мгл (в соответствии с формулой $\Delta g = 2\pi f \rho H$). В наблюденном гравитационном поле аномалий с такой интенсивностью не наблюдается, т.е. этот вариант является неприемлемым.

Уменьшение плотности в части слоев земной коры также приводит к ухудшению согласованности теоретических и экспериментальных данных, к увеличению расхождений между вычисленным и наблюденным полем силы тяжести как по форме, так и по амплитуде аномалий. Скорее всего, более низкие плотности по сравнению с определенными по принятой зависимости $\rho = f(V)$ вне пределов Ханкайского массива характерны только для самой верхней части разреза. Для нижней (большей) части разреза закон изменения плотностей, по-видимому, такой же, как и в районе Ханкайского массива.

Высокие плотности при сравнительно низких значениях скоростей сейсмических волн имеют метаморфические породы. Так, по данным Н.Е. Галдина (1971), средняя плотность архейского метаморфического комплекса пород Балтийского щита при атмосферном давлении равна 2,9 г/см^3 при скорости 5,2 км/сек. Аналогичные цифры получены для докембрийских отложений Ханкайского массива, близких по составу метаморфическим породам Балтийского щита (по сейсмическим данным скорость в верхней части разреза Ханкайского массива примерно равна 5,2-5,4км/сек, а плотность, по данным определений на образцах горных пород, – около 2,85 г/см^3). При давлении 5 кбар, соответствующим глубинам 15–20 км, скорость, по Галдину, с учетом данных о скорости продольных волн в горных породах при высоких термодинамических параметрах (Лебедев и др., 1972) возрастает до 6,2–6,3 км/сек, т.е. до тех значений, которые мы наблюдаем на тех же глубинах на скоростных разрезах Приморья.

Следовательно, вполне обоснованно можно предположить близкий состав глубинных слоев земной коры для всего Приморья, а фундамент палеозойских отложений сложен породами, аналогичными по физическим свойствам метаморфическому комплексу Ханкайского массива.

Таким образом, совместный анализ гравиметрических и сейсмических данных позволяет сделать следующие выводы.

1. Наблюдается хорошая коррелируемость гравиметрических и сейсмических данных.

2. Земная кора в Приморье имеет высокие значения плотностей, характерных для метаморфических пород. Средняя плотность земной коры 2.93–2.96 г/см^3.

3. Плотность верхней мантии меняется в горизонтальной плоскости. Под Сихотэ-Алиньской складчатой системой верхняя мантия более плотная, чем под Ханкайским массивом.

О СВЯЗИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ С МАГНИТНЫМ ПОЛЕМ

Магнитные аномалии в Приморье обусловлены главным образом литологическими неоднородностями верхних частей разреза земной коры (см. главу I). Но наряду с этим устанавливается довольно отчетливая зависимость региональной структуры магнитного поля от строения нижних горизонтов коры. Так, минимальным глубинам залегания кровли подкорового слоя соответствуют высокие уровни значений магнитного поля. В зоне пониженных и низких аномалий отмечаются максимальные мощности земной коры. Аналогичные зависимости можно проследить и для двух нижних границ земной коры. Аномальным в этом отношении является южный прибрежный район Приморья. Судя по характеру гравитационного поля, здесь должен быть подъем поверхности Мохоровичича. Но в отличие от остальной территории повышения магнитного поля в этом районе не наблюдается (см. рис. 4). По-видимому, глубинное строение земной коры непосредственно не влияет на характер магнитного поля. Видимые же связи между ними можно объяснить разными причинами. В западной части края восходящие движения материала коры, приведшие в результате денудации к обнажению на дневной поверхности или неглубокому залеганию древних пород, обогащенных фемическими компонентами, сопровождались соответствующим подъемом поверхности Мохоровичича. Отсюда наблюдающееся соотношение: повышенные значения магнитного поля – уменьшенные мощности коры.

В прибрежной аномальной области (см. рис. 4) повышенный уровень магнитного поля, как отмечалось в главе I, обусловлен покровом мезо-кайнозойских эффузивов Сихотэ-Алиньского вулканогенного пояса, основной формой залегания которого являются впадины и кальдеры проседания. Здесь в отличие от Западной аномальной области наблюдаются обратные формы залегания магнитоактивных тел и поверхности Мохоровичича или, если исходить из классификации И.А. Резанова и А.Ш. Файтельсона (1972), прогибание земной коры происходило по II типу развития. Согласно этой классификации такое прогибание обусловлено сильным разогревом верхов мантии и метаморфизмом корового материала до высоких ступеней гранулитовой фации, который образует верхнюю часть слоев, расположенную непосредственно под разделом Мохоровичича. Возможно, этим объясняется и разуплотнение подкорового слоя, отмеченного выше при совместном анализе данных гравиметрической съемки и сейсмических разрезов. Миграция (?) поверхности Мохоровичича вверх по разрезу за счет переработки коры, по-видимому, сопровождалась образованием разломов, по которым и происходило излияние магмоактивных эффузивов.

Глубинное строение южной части территории Приморья, к сожалению, сейсмическими исследованиями не изучено, поэтому трудно сказать что-либо определенное о причинах обратного взаимоотношения в региональном плане гравитационного и магнитного полей.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЛОЕВ И ГРАНИЦ ЗЕМНОЙ КОРЫ

При определении природы слоев земной коры следует учитывать следующие моменты, вытекающие из анализа сейсмических материалов.

1. Термин "сейсмическая граница" соответствует в отдельных случаях переходному слою, мощность которого может достигать нескольких километров.

2. Физическое строение каждой сейсмической границы в пределах разных блоков земной коры различно или, что то же самое, представленные на сейсмических разрезах зоны нарушений разграничивают блоки земной коры с разным физическим строением сейсмических границ.

3. Пластовые скорости соответствуют интервальным скоростям распространения упругих волн в слое. Изменение истинных скоростей в слое происходит, вероятно, как с положительным, так и с отрицательным скоростными градиентами.

Природа самой верхней сейсмической границы ($V_Г$ = 5,7–6,0 км/сек), вероятно, различна для разных структурно-фациальных зон Приморья, пересекаемых профилями ГСЗ (см. рис. 2). Только в наложенных впадинах эта граница представляет собой поверхность кристаллического фундамента. На остальной территории она, по-видимому, связана с резким уменьшением градиента скоростей при увеличении давления до 1 кбар, что соответствует глубине около 4 км (Лебедев и др., 1972). Следует обратить внимание на то обстоятельство, что бóльшая часть точек дифракции, определенных для разреза профиля Зарубино – Кировский (см. рис. 42), локализуется в верхнем слое земной коры, подошвой которого служит именно эта граница. Как известно, дифрагированные волны образуются при наличии резких контактов физически разнородных пород. С глубиной при увеличении всестороннего сжатия вероятность существования таких контактов значительно уменьшается. Таким образом, сейсмическая граница с $V_Г$ = 5,7–6,0 км/сек как бы разграничивает слои с различной резкостью границ геологических тел, и в складчатых областях она отображает главным образом глубину проникновения пород с "раскрытой" трещиноватостью (Лебедев и др., 1972), а не гипсометрию конкретных стратифицированных толщ (хотя последнее и не исключается).

При тектоническом районировании земной коры Приморья с учетом ее глубинного строения следует использовать вторую границу с $V_Г$ = 6,2–6,4 км/сек, являющуюся в пределах Сихотэ-Алиньской складчатой системы, как отмечалось выше, поверхностью фундамента, подстилающего палеозойские отложения.

Сейсмические границы внутри "гранитно-метаморфического" и "базальтового" слоев, фактически представляя собой более высокоскоростные пропластки (см. главу III), связаны, по-видимому, с более основными петрографическими комплексами пород, образовавшимися в определенные циклы геологической истории, и характеризуют поверхности "зеркала складчатости" (Крылов, Мишенькин, 1971). Часть сейсмических границ, по-видимому, обусловлена изменением степени метаморфизма пород земной коры.

Слою пониженных скоростей в основании земной коры удовлетворяют только два класса пород (Мейсснер, 1972): серпентиниты или сильно серпентинизированные перидотиты и гранитный материал (а также кристаллические сланцы и гнейсы), находящийся хотя бы частично в жидком состоянии.

С.В. Москалева (1971) считает, что горизонт разуплотнения в основании земной коры представляет собой серпентинизированный перидотитовый слой, лежащий между неизмененными гипербазитами подкорового слоя и нижними горизонтами "базальтового" слоя. Однако вторая точка зрения, по-видимому, более предпочтительна, поскольку серпентинизация, требующая значительного содержания воды (Мейсснер, 1972), не характерна для стабильных участков земной коры (Москалева, 1971), каковым является Ханкайский массив.

В настоящее время есть досаточно оснований считать, что граница Мохоровичича ограничивает перидотитовую верхнюю мантию, в которой эклогиты содержатся в виде отдельных блоков, от более кислой по составу земной коры (Рингвуд, 1972; Рингвуд, Грин, 1968; 1972; В.С. Соболев, Н.В. Соболев, 1971).

В.А. Кутолин полагает, что врехняя мантия состоит из сложного чередования разнообразных перидотитов и пироксенитов, которые как переслаиваются друг с другом, так и сменяют друг друга в горизонтальном направлении. Этим он объясняет существование в верхней мантии физических неоднородностей.

Н.А. Беляевский, И.С. Вольвовский и В.З. Рябой (1971) считают, что раздел Мохоровичича на континенте в основном соответствует зоне региональной эклогитизации ("эклогитовому порогу").

Выше при анализе гравиметрических данных отмечалось, что верхняя мантия Приморья неоднородна по своим физическим параметрам и, следовательно, неоднородна и по составу. Под Ханкайским массивом менее плотная верхняя мантия, по-видимому, является первичной, перидотитовой, под Сихотэ-Алиньской складчатой системой граница Мохоровичича, возможно, является вторичной и соответствует фазовому переходу базальт-эклогит.

Если придерживаться точки зрения С.С. Зимина (1973), согласно которой неоднородности верхней мантии обусловлены степенью ее обедненности легкоплавкими компонентами за счет образования офиолитовых комплексов, то в этом случае следует предположить меньшее развитие офиолитовых комплексов в коре Ханкайского массива по сравнению со структурами Сихотэ-Алиня.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования по ГСЗ дали возможность получить первые надежные сведения о глубинном строении земной коры и верхней мантии Приморья. В процессе работ были использованы различные системы наблюдений – кусочно-непрерывное профилирование, система обращенных годографов, штриховые наблюдения.

В условиях малодоступной местности при сравнительно хорошей разрешенности волнового поля, регистрируемого в Приморье, изучение глубинного строения земной коры методикой дифференциальных зондирований по общим глубинным точкам является достаточно информативным и наиболее экономичным. Оптимальная длина годографа в этом случае может не превышать 130–140 км. Однако для изучения особенностей строения верхней мантии необходимы системы и методика, предусматривающие длину годографа до 200–250 км.

Волновые поля, зарегистрированные на различных участках исследуемой территории, характерны для земной коры континентального типа. Среди всего многообразия регистрирующихся на сейсмограммах волн на субширотных профилях выделено восемь, а на профиле Зарубино – Кировский – девять региональ-но выдержанных групп волн, которые уверенно коррелируются по площади.

Глубинные волны, коррелирующиеся в пределах древнего Ханкайского массива, по сравнению с районами развития более молодой складчатости (субширотные профили ГСЗ) отличаются более слабой динамической выразительностью. Последнее дает основание считать, что земная кора названного массива имеет тонкую расслоенность, в пределах же молодых структур сложена более мощными и выдержанными слоями кристаллических пород.

Кроме продольных, в районе исследований регистрируются волны, которые по своим характеристикам могут быть отнесены к поперечным. Динамическая выразительность этих волн зачастую не уступает таковой для волн продольных. Поскольку использование поперечных волн в комплексе с продольными существенно повышает информативность сейсмических исследований, при дальнейших работах по ГСЗ необходимо тщательное экспериментальное изучение природы этих волн, условий их возбуждения и приема.

Волны, связанные с вертикальной расслоенностью земной коры, осложнены большим количеством зон нарушений корреляции, что обусловило "штриховую" структуру волнового поля. Часть этих зон явно связана с глубинными разломами в земной коре или соответствующими им нарушенными зонами.

В процессе анализа сейсмического материала установлено, что континентальный тип волнового поля характерен и для прилегающей к району исследований акватории Японского моря – вплоть до наиболее крутой части континентального склона. Это дает основание утверждать, что до соответствующих глубин моря земная кора имеет континентальный тип строения. В волновом поле переход от континентальной коры к океанической характеризуется перераспределением энергии между закритически отраженными и преломленными от поверхности Мохоровичича волнами. Для коры впадины Японского моря более

интенсивными являются преломленные волны, для прилегающих участков моря и суши – волны, отраженные за критическим углом.

Земная кора Приморья характеризуется слабой скоростной дифференциацией и в целом сравнительно низкими значениями пластовых скоростей (до 6,6 км/сек). В пределах Ханкайского массива в основании земной коры возможно существование слоя пониженной скорости мощностью 3–5 км. В целом разрезы представлены чередованием высоко- и низкоскоростных пропластков.

Построенные многослойные сейсмические разрезы и выделенные на них зоны глубинных нарушений свидетельствуют о слоисто-блоковом строении исследуемой территории. Мощность земной коры колеблется в пределах 30–40км и в общем уменьшается в направлении акватории Японского моря. Сокращение мощности коры происходит главным образом за счет ее средних частей.

Результаты сейсмических построений хорошо согласуются со структурой магнитного и гравитационного полей. Теоретически рассчитанный от осредненных сейсмических границ суммарный гравитационный эффект отличается от наблюденного поля силы тяжести не более чем на несколько миллигал. На основе совместного анализа сейсмических и гравиметрических данных сделано предположение о близости состава слоев земной коры для всего Приморья, а фундамент Сихотэ-Алиньской складчатой системы сложен породами, аналогичными по физическим свойствам комплексу отложений Ханкайского массива.

Анализ данных геологии и ГСЗ позволил выявить соотношение приповерхностных и глубинных структур для района исследований. Складчатые элементы верхней части земной коры (антиклинории и синклинории) коррелируются со структурой границ в "гранитно-метаморфическом" слое. С увеличением глубины разрез становится более гомогенным. Верхняя мантия Приморья гетерогенна по своим физическим параметрам и, следовательно, по составу.

Глубинные долгоживущие разломы обусловили разделение земной коры на систему блоков, движения которых дифференцированы относительно друг друга. Сочленение континентальной коры с корой впадины Японского моря происходит также по системе глубинных разломов.

ЛИТЕРАТУРА

Авербух А.Г., Горбач Л.М., Сумерина Э.П. 1963. О физической природе волн, регистрируемых в первых вступлениях при наблюдениях КМПВ. – В сб.: Прикладная геофизика, вып. 36, М., "Недра".

Агеева Е.М. 1970. Литолого-минералогическая характеристика меловых отложений Восточно-Сихотэ-Алиньского прогиба (Северный Сихотэ-Алинь). – В сб.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток.

Алейников А.Л., Халевин Н.И. 1971. К изучению анизотропии скоростей упругих волн в земной коре. – Геол. и геофиз., № 2.

Алексеев А.С. 1962. О кинематических и динамических свойствах основных глубинных волн в случае некоторых теоретических моделей земной коры. – В сб.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., Гостоптехиздат.

Алексеева М.В. 1970. Комплекс программ расчета характеристик сейсмических волн в многослойных средах на ЭВМ М-20. ВИНИТИ.

Андреев Б.А., Клушин И.К. 1965. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., "Недра".

Аргентов В.В., Киселева Л.Г., Оспанов А.Б. 1970. О физической природе волн, регистрируемых в первых вступлениях при наблюдениях ГСЗ в юго-западном Приморье. Труды СахКНИИ, вып. 24. Геофиз. сб., № 2. Южно-Сахалинск.

Аргентов В.В., Оспанов А.Б., Попов А.А. 1970. Структура земной коры юго-западного Приморья. – Труды СахКНИИ, вып. 25. Новоалександровск.

Асипов А.А., Вржосек А.А. 1968. К литологии верхнепермских отложений юго-западного Приморья. – В сб.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток.

Асипов А.А., Малков И.И. 1970. Формации и терригенно-минералогические ассоциации палеозойских отложений Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. – В сб.: Геология и металлогения Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток.

Атлас землетрясений в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Белоносова А.В., Алексеев А.С. 1967. Об одной постановке обратной кинематической задачи сейсмики для двухмерной непрерывно-неоднородной среды. – В кн.: Некоторые методы и алгоритмы интерпретации геофизических данных. М., "Наука".

Белоусов В.В. 1962. О значении глубинного сейсмического зондирования для решения теоретических и практических вопросов геологии. – В сб.: Глубинное сейсмическое зондирование в СССР. М., Гостоптехиздат.

Белоусов В.В. 1964. Верхняя мантия – ее влияние на развитие земной коры (проект верхней мантии). – Сов. геол., № 1.

Белоусов В.В. 1968. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., "Наука".

Беляевский Н.А. 1969. Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным). – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 44, № 2.

Беляевский Н.А., Вольвовский И.С., Рябой В.З. 1971. Сейсмическая расслоенность земной коры и верхней части мантии. – В сб.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука".

Беляевский Н.А., Рябой В.З. 1969. Скорости распространения продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича для территории СССР. – Докл. АН СССР, т. 186, № 2.

Берсенев И.И. 1969. Основные черты геологического строения. – В кн.: Геология СССР, т. XXXII, ч. I. Приморский край. М., "Недра".

Берч Ф. 1972. Плотность и состав верхней мантии (первое приближение при предположении оливинового состава). – В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир".

Бобылев В.В., Соловьев В.О. 1971. Даубихинский, Алчанский и Куканский прогибы и их место в тектонической структуре юга Дальнего Востока. – Геотектоника, № 6.

Борисов А.А. 1967. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра".

Будянский Ю.А. 1972. Некоторые вопросы обработки и интерпретации данных ГСЗ. ВИНИТИ.

Бураго А.И., Рыбалко В.И., Фремд Р.М. 1968. Сихотэ-Алиньский вулканический пояс. – В кн.: Сихотэ-Алиньский вулканический пояс и другие структурно-фациальные зоны Приморского края. Владивосток, Изд-во Дальневосточного политехн. ин-та.

Бурдэ А.И., Неволин Л.А., Соловьев В.О. 1965. Даубихинский разлом. – Сов. геол., № 5.

Васильев Б.И. 1969. Геологическое развитие юго-западного Приморья в пермском периоде. – Автореф. канд. дисс. Владивосток.

Васильковский Н.П. 1968. Особенности строения и геологическая история северо-азиатской ветви Тихоокеанского пояса. – В сб.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., "Наука".

Ващилов Ю.Я., Размышляев А.А. 1969. Геолого-гравиметрические исследования глыбово-слоистой структуры Суйфунской впадины. – В сб.: IV Научная отчетная конференция геологического факультета Московского университета. Тезисы докладов. М., Изд-во МГУ.

Виноградов Ф.Б. 1967. Некоторые результаты опробования скважинного трехкомпонентного сейсмоприемника с автоматической ориентировкой. – В сб.: Поперечные и обменные волны в сейсморазведке. М., "Недра".

Воларович М.П., Левыкин А.И., Скорикова М.Ф. 1970. Упругие свойства горных пород земной коры Приморья в условиях высоких давлений до 10000 кг/см^2. – Труды СахКНИИ, вып. 24. Геофиз. сб., № 2. Южно-Сахалинск.

Волин А.П., Гольцман Ф.М. 1959. Практическое руководство по использованию графоаналитического метода частотного анализа сейсмических волн. – В сб.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, т. II. Л., Изд-во ЛГУ.

Вржосек А.А., Седых А.К., Сигов В.А., Антонов Г.П., Семенов Г.А. 1967. Особенности геологического строения Барабашского антиклинория. – В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Приморского края, вып. 1. Владивосток, ПГУ.

Галдин Н.Е. 1971. Физические свойства метаморфических пород при высоких давлениях. – В сб.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука".

Гальперин Е.И. 1966. Об интенсивности головных и запредельно-отраженных волн по данным ВСП. – Изв. АН СССР. Физика Земли, № 10.

Гальперин Е.И. 1967. О значении некоторых типов продольных волн в формировании сейсмограмм по данным вертикального сейсмического профилирования. – Разведочная геофизика, № 22.

Геология СССР, т. XXXII, ч. I. Приморский край, 1969. Под ред. И.И. Берсенева. М., "Недра",

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. 1966. М., "Недра",

Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. 1962. М., Гостоптехиздат.

Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. 1971. М., "Наука".

Гнибиденко Г.С. 1964. К тектонике Ханкайского срединного массива. – В сб.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. Под ред. Н.П. Васильковского, А.А. Маркушева. М., "Наука".

Гурвич И.И. 1960. Сейсморазведка. М., Гостоптехиздат.

Гурвич И.И., Гильберштейн Н.Г. 1964. Изучение на двухмерных моделях сейсмических волн, отраженных из-под пласта с повышенной скоростью. – Геофизическая разведка, вып. 15.

Давыдова Н.И. 1972а. Возможность метода ГСЗ при изучении свойств глубинных сейсмических границ. – В сб.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., "Наука".

Давыдова Н.И. 1972б. Изучение глубинных разломов при ГСЗ. – В сб.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., "Наука".

Давыдова Н.И., Зверев С.М., Михота Г.Г., Тулина Ю.В. 1970. Особенности волн от границы Мохоровичича по данным взрывной сейсмологии. – Труды Генеральной ассамблеи Европейской сейсмогеологической комиссии, 1968, т. I. М., "Наука".

Давыдова Н.И., Шварц Я.Б., Ярошевская Г.А. 1962. Волновая картина при глубинном сейсмическом зондировании на профиле Магадан-Колыма. – В сб.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., Гостоптехиздат.

Денисова Т.А. 1968. О соотношении маркушевской свиты с подстилающими отложениями в Южном Приморье. – В сб.: Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Сообщения ДВФ СО АН СССР, серия геол., вып. 27. Владивосток.

Евланов Ю.Б. 1970а. Литолого-формационная характеристика палеозойских отложений. Туманган-Суйфунской складчатой области (Северо-Западный сектор Тихоокеанского пояса). Автореф. канд. дисс. Владивосток.

Евланов Ю.Б. 1970б. Особенности формирования палеозойских вулканогенно-осадочных формаций Туманган-Суйфунской складчатой области. – В сб.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, Изд-во ДВФ СО АН СССР.

Егоркин А.В. 1971. О скоростной характеристике кристаллической части земной коры. М., "Наука".

Епинатьева А.М. 1959. О суммарных многократных отраженных волнах. – Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8.

Епинатьева А.М. 1970. Физические основы сейсмических методов разведки. М., Изд-во МГУ.

Епинатьева А.М., Невский М.В., Юхнин Н.Ф., Александрова Т.В. 1972. Экспериментальное изучение анизотропии скоростей в осадочных породах. – Изв. АН СССР. Физика Земли, № 4.

Епинатьева А.М., Попова О.Г. 1971. Сейсмические волны в осадочных средах с большим вертикальным градиентом скорости. – Геофиз. сб., № 43. Киев, "Наукова думка".

Жданов В.В. 1971. О природе поверхности Конрада. – В сб.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука".

Зимин С.С. 1969. Гипербазиты и зональность верхней мантии (на примере Сихотэ-Алиня). – В сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. I. М., "Наука".

Зимин С.С. 1973. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М., "Наука".

Иванов Б.А. 1960. Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня. – Сов. геол., № 10.

Иванов Б.А. 1966. Главные особенности магматической деятельности на разных этапах геологического развития Южного Сихотэ-Алиня. – Геол. и геофиз., № 3.

Иванов Б.А. 1972. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом. Владивосток, Дальневосточное кн. изд-во.

Игнатова В.Ф. 1970. Литология верхнепермско-триасовых отложений восточного склона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. – В сб.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток.

Ициксон М.И. 1964. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. – Сов. геол., № 1.

Капцан А.Д. 1966. Исследование волновода с нерезкими границами на двумерных моделях. – Изв. АН СССР. Физика Земли, № 6.

Карасев М.С. 1963. Тектоника Суйфунской кайнозойской впадины. – В сб.: Сообщения ДВФ СО АН СССР, серия геол., вып. 20. Владивосток.

Киреева Е.А. 1968. Верхнепалеозойские биогермы Сихотэ-Алиня. – В сб.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Дальнего Востока. Сообщения ДВФ СО АН СССР, серия геол., вып. 27. Владивосток.

Киреева Е.А., Афанасьева В.М., Бурилина Л.В. 1968. Вулканизм и тектоника Южного Сихотэ-Алиня в верхнем палеозое. – В сб.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток.

Киреева Е.А., Бурилина Л.В. 1970. Некоторые черты геологического развития Южного Сихотэ-Алиня в позднем полеозое. – В сб.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток.

Кирилпов Ф.А. 1945. Сейсмический эффект взрыва. – Автореф. канд. дисс. М.

Киселева Л.Г., Трескова Ю.А. 1972. Особенности волновой картины и строения верхней части земной коры Приморья по профилю Спасск –Тадуши. – Геол. и геофиз., № 8.

Клушин И.Г. 1972. Многокомпонентная мера близости для выбора оптимального варианта интерпретации. – Геофиз. сб., № 46. Киев, "Наукова думка".

Косминская И.П. 1968. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., "Наука".

Косминская И.П. 1969. Корреляция волн, особенности волновых полей, модели коры. – Материалы межведомственного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, "Наукова думка".

Косминская И.П., Пузырев Н.Н., Алексеев А.С. 1972. Сейсмология взрывов, ее прошлое, настоящее и будущее. – Вестник АН СССР, № 9.

Красный М.Л. 1970. Аномальное магнитное поле Японского моря. – Докл. АН СССР, т. 190, № 2.

Красный Л.И., Кропоткин П.Н., Воларович Г.П. 1963. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. – В сб.: Гео-

логия и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР.

Криволуцкий В.П., Петраченко Е.Д. 1961. Образование флишевой формации Лаоелин-Гродековского прогиба. – Тезисы докладов на IV научной конференции молодых специалистов. Владивосток, Изд-во ДВФ СО АН СССР.

Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука".

Крылов С.В., Мишенькин Б.П. 1971. О геологическом истолковании сейсмических границ в земной коре. – В сб.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука".

Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Мишенькин Б.П., Крылова А.Л., Мишенькина Э.Р., Суворов В.Д., Якушевич Т.А. 1970. Сейсмические исследования земной коры Западной Сибири. – В сб.: Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. М., "Наука".

Кудря А.В., Сергеев О.В., Чернышов Ю.С. 1969. Расчет гравитационного поля для тел произвольной формы. – В сб.: Математические проблемы геофизики, вып. 1. Новосибирск.

Кулинич Р.Г. 1972. Геофизические поля Сихотэ-Алиня и их геологическая интерпретация. – В сб.: Глубинная структура Дальневосточных морей и островных дуг. – Труды СахКНИИ, вып. 33.

Кун В.В., Подъяпольский Г.С. 1973. Особенности сейсмических волн, соответствующих слою конечной мощности. – Изв. АН СССР. Физика Земли, № 6.

Лебедев Т.С., Шаповал В.И., Корчин В.А. 1972. Новые данные о скоростях продольных волн в горных породах при высоких термодинамических параметрах. – Геофиз. сб., № 49. Киев, "Наукова думка".

Липкин Ю.С., Липкина М.И. 1971. Геологическое строение Ханкайского массива и его положение в мезозоидах Сихотэ-Алиня. – В сб.: Мезозойский тектоногенез. Магадан.

Липкина М.И., Липкин Ю.С. 1968. Стратиграфия и особенности литологии рифея юга Ханкайского массива. – В сб.: Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Сообщения ДВФ СО АН СССР, серия геол., вып. 27. Владивосток.

Лихт Ф.Р. 1968а. К вопросу о стратиграфии верхнепалеозойских отложений в юго-западной части Бикинской структурно-фациальной зоны (Приморский край). – В сб.: Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Сообщения ДВФ СО АН СССР, серия геол., вып. 27. Владивосток.

Лихт Ф. Р. 1968б. Новые данные о Фудзино-Иманском и Синкайском разломах. – Геотектоника, № 2.

Лишневский З.Н. 1969. Осадочные черты тект ники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным. – В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., "Наука".

Лоссовский Е.К., Харитонов О.М. 1970. Оценка интенсивности суммарных многократно отраженных волн в ГСЗ. – Изв. АН СССР. Физика Земли, № 8.

Лутц В.Г., Томашевская И.С., Акимов А.П., Галдин Н.Е. 1971. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций глубинных пород, скорости распространения в них упругих волн при высоких давлениях. – В сб.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука".

Мак-Кензи Д.П. 1972. Граница Мохоровичича. – В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир".

Маркевич П.В. 1968. Флишевые отложения бассейна р. Тетюхе. – В сб.: Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Сообщения ДВФ СО АН СССР, серия геол., вып. 27. Владивосток.

Мейсснер Р. 1972. Результаты исследований земной коры по методике глубинной точки в Баварском молассовом бассейне. – В сб.: Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. Новосибирск.

Мельников Н.Г., Асипов А.А., Тарышкина М.П. 1968. Литологические особенности нижне-верхнепермских образований полуострова Муравьева-Амурского. – В сб.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток.

Михота Г.Г. 1962. Результаты некоторых опытов по изучению зависимости интенсивности и частичного спектра сейсмических колебаний от веса заряда. – В сб.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., Гостоптехиздат.

Мишкин М.А. 1969. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М., "Наука".

Мишкин М.А., Леликов Е.П., Овчарек Э.С. 1970. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье. – Докл. АН СССР, т. 190, № 6.

Моисеенко Ф.С. 1969. К обоснованию модели земной коры складчатых областей. – В сб.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск.
Моисеенко Ф.С. 1971. Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. Новосибирск.
Молотков Л.А., Смирнова Н.С. 1971. К вопросу о колебаниях пачки тонких слоев между двумя упругими полупространствами. – В сб.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л., "Наука".
Москалева С.В. 1971. Серпентинизация как один из процессов, обусловливающих возникновение границ раздела в земной коре. – В сб.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука".
Неволин Л.А., Чемерис Б.Д. 1968. Сучанский разлом и его связь с другими региональными структурами. – Информ. сб. ПГУ, № 6. Владивосток, Дальневосточное кн. изд-во.
Нерсесов И.Л., Николаев А.В. 1962. К вопросу о зависимости преобладающих частот при взрывах от величины заряда. – Труды ИФЗ АН СССР, № 25.
Никитина А.П. 1968. Стратиграфия и фации верхнепалеозойских отложений горы Зарод (Приморский край). – В сб.: Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Сообщения ДВФ СО АН СССР, серия геол., вып. 27. Владивосток.
Николаев А.В., Аверьянов А.Г. 1970. Исследование амплитуд продольных волн в плоской модели среды со случайными флуктуациями коэффициента поглощения. – Изв. АН СССР. Физика Земли, № 10.
Овчарек Э.С., Мишкин М.А. 1965. Некоторые данные по абсолютному возрасту метаморфических пород Ханкайского массива Приморья. – В сб.: Вопросы петрологии метаморфических и магматических пород. Владивосток.
Овчарек Э.С., Шкодзинский В.С., Никитина Н.М. 1968. О происхождении и возрасте гнейсов междуречья Сучана и Судзухе (Южное Приморье). – В сб.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток.
Окунева С.Г. 1967. Новые данные по биостратиграфии кембрийских отложений Приморья. – В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Приморского края, вып. 2. Владивосток.
Оспанов А.Б., Аргентов В.В., Утнасин В.К., Харьянова М.И. 1972. Частотные характеристики глубинных волн, зарегистрированных ГСЗ в юго-западном Приморье. – Труды СахКНИИ, вып. 26.
Павленкова Н.И. 1971. Применение обменных и поперечных волн при глубинном сейсмическом зондировании. – Разведочная геофизика, вып. 47.
Павленкова Н.И. 1973. Сейсмическая модель континентальной земной коры. Киев.
Павлов Е.С. 1964. Глубинные разломы и размещение эндогенного оруденения для территории Приморья. – Сов. геол., № 2.
Павлов Ю.А., Портнягина П.В. 1970. Некоторые результаты геологической интерпретации гравитационных аномалий Приморья. – Труды СахКНИИ, вып. 30. Южно-Сахалинск.
Пасечник И.П., Коган С.Д., Султанов Д.Д., Цибульский В.И. 1961. Результаты сейсмических наблюдений при подземных ядерных взрывах. – Труды ИФЗ АН СССР, № 15.
Петров Е.Н. 1968. Тектоническое строение Ханкайского массива и сопредельных районов Приморья. – В сб.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., "Наука".
Померанцева И.В. 1962. Природа волн, относимых к поверхности кристаллического фундамента. – Прикл. геофиз., вып. 36.
Портнягина П.В., Аргентов В.В. 1970. О связи гравитационного поля Ханкайского массива с его глубинным строением (Приморье). – Труды СахКНИИ, вып. 24. Южно-Сахалинск.
Потапьев С.В. 1973. Сейсмическая эффективность взрывов авиабомб. – Геол. и геофиз., № 3.
Потапьев С.В., Синюков А.Н., Корнеев В.Г. 1972. К методике полевых работ с бомбометанием. – Геол. и геофиз., № 7.
Потапьев С.В., Туезов И.К. 1974. Результаты глубинного сейсмического зондирования в Приморье. – В сб.: Региональные геофизические исследования в труднодоступных районах. Якутск.
Потапьев С.В., Чичинин И.С. 1965. Метод возбуждения сейсмических волн путем бомбометания при региональных исследованиях в труднодоступных районах Сибири. – Геол. и геофиз., № 9.
Пузырев Н.Н. 1959. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостоптехиздат.
Пузырев Н.Н. 1963. К теории интерпретации точечных сейсмических наблюдений. М., Гостоптехиздат.

Пузырев Н.Н. 1967. Развитие сейсмических методов разведки. – Изв. АН СССР. Физика Земли, № 11.
Пузырев Н.Н., Косминская И.П., Вольвовский И.С. 1970. Общие сведения о схемах наблюдений в ГСЗ. – В сб.: Глубинное сейсмическое зондирование в Западной Сибири. М., "Наука".
Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Потапьев С.В. 1965а. Точечные сейсмические зондирования. – В сб.: Методика сейсморазведки. М., "Наука".
Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Потапьев С.В. 1965б. Преобразование полей времени при точечных сейсмических наблюдениях. – Геол. и геофиз., № 4.
Пузырев Н.Н., Лебедев К.А., Лебедева Г.Н. 1967. Возбуждение поперечных сейсмических волн взрывами в полостях. – В сб.: Поперечные и обменные волны в сейсморазведке. М., "Недра".
Радкевич Е.А. 1963. Проблема тихоокеанского рудного пояса и задачи дальнейших работ. – В сб.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР.
Радкевич Е.А., Берсенев И.И., Бурдэ А.И., Иванов Ю.Г., Коренбаум В.С., Куренцова Н.А., Смирнов А.М. 1968. Основные черты геологии и металлогении Приморья. Владивосток, Дальневосточное кн. изд-во.
Резанов И.А., Файтельсон А.Ш. 1972. О возможной природе глубинных процессов, приводящих к формированию двух типов развития земной коры. – Геофиз. сб., № 49. Киев, "Наукова думка".
Ризниченко Ю.В. 1967. Советская геофизика к 50-летию Октября. – Изв. АН СССР. Физика Земли, № 11.
Ризниченко Ю.В., Шалина О.Г. 1960. О суммарных многократных отраженных волнах. – Изв. АН СССР, серия геофиз., № 12.
Рингвуд А.Э. 1972. Состав и эволюция верхней мантии. – В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир".
Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. 1968. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. – В сб.: Петрология верхней мантии. М., "Мир".
Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. 1972. Изучение фазовых переходов. – В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир".
Рыбалко В.И. 1968. Вулкано-тектонические структуры и вулкано-плутонические формации Восточного Сихотэ-Алиня. – В сб.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток.
Саваренский Е.Ф. 1967. Итоги и задачи советской сейсмологии. – Изв. АН СССР, Физика Земли, № 11.
Силантьев В.Н. 1965. О значении новой находки выходов верхней перми в Среднем Сихотэ-Алине. – Сов. геол., № 10.
Силантьев В.Н. 1967. Новые данные о верхней перми Среднего Сихотэ-Алиня. – Геол. и геофиз., № 3.
Силантьев В.Н. 1971. О составе и возрасте древних кремнистых толщ Сихотэ-Алиня. – Геол. и геофиз., № 9.
Смирнов А.М. 1963. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М., Изд-во АН СССР.
Соболев В.С., Соболев Н.В. 1971. Природа границы Мохоровичича и минеральный состав верхней части мантии по петрографическим данным. – В сб.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука".
Соллогуб В.Б. 1969. Выявление разломов в земной коре сейсмическим методом. – Материалы межведомственного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, "Наукова думка".
Соловьев В.О. 1965. Некоторые особенности магматизма Ханкайской и Сихотэ-Алиньской зон Приморья. – Докл. АН СССР, т. 161, № 2.
Соловьев В.О. 1967. Тектоника и история геологического развития Даубахинского прогиба (Приморский край). – Автореф. канд. дисс. М.
Справочник геофизика, т. IV. 1966. М., "Недра".
Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. 1964. М., "Наука".
Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. 1971. Киев, "Наукова думка".
Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.И. 1970. Скоростной разрез верхней мантии Курило-Японского региона для поперечных волн. – Труды СахКНИИ, вып. 24. Геофиз. сб., № 2. Южно-Сахалинск.
Тараканов Р.З., Сухомлинова Р.И., Ким Чун Ун, Коваленко Р.В., Сулейманова Н.В. 1975. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской и Японской островных дуг по данным наблюдений за период 1960–1970 гг. М., "Наука".

Тихомиров В.М., Туезов И.К., Волкова Н.А., Веселов О.В. 1970. Тепловой поток в Приморье. – Труды СахКНИИ, вып. 24. Геофиз. сб., № 2. Южно-Сахалинск.

Трескова Ю.А., Киселева Л.Г., Гнибиденко Г.С. 1970. О строении земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по данным рекогносцировочного профиля ГСЗ Спасск-Тадуши). – Труды СахКНИИ, вып. 25. Новоалександровск.

Туезов И.К., Веселов О.В., Воробьев В.М., Жильцов Э.Г., Захаров В.К., Кирьянова Л.Г., Красный М.Л. и др. 1970. Схемы геофизической изученности зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. – Труды СахКНИИ, вып. 24. Геофиз. сб., № 2. Южно-Сахалинск.

Туезов И.К., Сычев П.М., Павлов Ю.А., Гимпельсон М.С. 1967. Плотностные неоднородности вещества верхней мантии Земли в южной части советского сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. – В сб.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск.

Тулина Ю.В., Зверев С.М., Михота Г.Г., Зайцева Е.Н. 1972. Особенности волн от поверхности Мохоровичича на океане и в переходной зоне. – В сб.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., "Наука".

Файзулин И.С., Епинатьева А.М. 1967. Отраженные и головные волны от тонких слоев по наблюдениям на твердых трехмерных моделях. – Изв. АН СССР. Физика Земли, № 6.

Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И. 1963. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований. – Геол. и геофиз., № 10.

Фремд Г.М. 1968. Палеовулканология Сихотэ-Алиньского вулканического пояса. – В сб.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток.

Худзинский Л.Л. 1961. Об определении некоторых параметров слоев промежуточной мощности по спектрам отраженных волн. – Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5.

ЧернышБ.Я. 1965. К выделению верхнепалеозойских эвгеосинклинальных отложений на северо-западе Приморья и в смежных районах. – Сов. геол., № 10.

Чибисов С.В. 1934. Обработка криволинейного годографа упругих волн. – Геофиз. журн., т. 4, № 2.

Чичинин И.С., Егоров Г.В., Бочанов А.И., Емельянов А.В. 1968. Переносная сейсмическая аппаратура "Тайга". – В сб.: Методика сейсмических исследований. М., "Наука".

Шкодзинский В.С. 1969. Состав и условия образования диопсид-ортоклазсодержащих гнейсов междуречья Сучана и Судзухе (Южное Приморье). – В сб.: Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток.

Щиголев Б.М. 1962. Математическая обработка наблюдений. М., Изд-во физ.-мат. лит-ры.

Юнов А.Ю., Тихомиров В.М. 1968. Новые данные о геологическом строении Татарского пролива. – Докл. АН СССР, т. 180, № 5.

O'Brien P.W. 1960. Seismic energy from explosion. – Geophys. J., v. 3, N 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3

Глава I. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ОЧЕРК. *В.В.Аргентов, Г.С.Гнибиденко* 7

Геологическая характеристика . . . . . –
Геофизические поля и глубинное строение 16

Глава II. ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ. *В.В.Аргентов, А.А.Попов, С.В.Потапьев* . . 18

Системы наблюдений . . . . . –
Аппаратура 22
Техника наблюдений . . . . . –
Условия возбуждения 23

Глава III. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ. *В.В.Аргентов, А.А.Попов, С.В.Потапьев* 28

Характеристика волнового поля . . . . . –
Частотные и амплитудные характеристики регистрируемых волн 47
Тип волнового поля 50
О природе сейсмических волн 53
Скоростные модели земной коры 55
Сейсмические разрезы земной коры 60

Глава IV. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИНТЕРПРЕТАЦИИ. *В.В.Аргентов, Г.С.Гнибиденко, А.А.Попов* 64

Структура земной коры по профилям ГСЗ . . . . . –
Мощность земной коры 71
Плотностные модели. Связь гравитационного поля с глубинным строением земной коры 72
О связи глубинного строения земной коры с магнитным полем 78
Геолого-геофизическая характеристика слоев и границ земной коры . . . . . –

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 81

ЛИТЕРАТУРА 83

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПРИМОРЬЯ
(по данным ГСЗ)

Утверждено к печати Сахалинским комплексным
научно-исследовательским институтом

Редактор Л.В. Миракова
Художник Н. Горбунова
Художественный редактор В.А. Чернецов
Технический редактор Н.А. Посканная

Подписано к печати 26/III – 1976 г. Т – 07605
Усл.печ.л. 8,1 + 1,4 вкл. Уч.-изд.л. 9,8
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 750 экз. Тип. зак. 951
Цена 98 коп.

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

ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
5	9 сн.	кинетические	кинематические
23	5 св.	РСЛ	РСО
58	11 св.	37	35
58	20 сн.	неоднородности и	неоднородности
74	2 св.	Кема (составила П.В.Портнягина),	Кема,
74	3 св.	(в)	(в) (составила П.В. Портнягина)
86	28 сн.	Осадочные	Основные
86	14 сн.	методике глубинной	методике общей глубинной

98 коп.

