

И. С. Берзон

СЕЙСМИЧЕСКАЯ
РАЗВЕДКА
ВЕРТИКАЛЬНО-
СЛОИСТЫХ
СРЕД
ФУНДАМЕНТА



И. С. Берзон

550,8
550.34

СЕЙСМИЧЕСКАЯ
РАЗВЕДКА
ВЕРТИКАЛЬНО-СЛОИСТЫХ
СРЕД
ФУНДАМЕНТА

2090



МОСКВА «НЕДРА» 1977



Берзон И. С. Сейсмическая разведка вертикально-слоистых сред фундамента. М., «Недра», 1977. 320 с.

Рассматриваются возможности выяснения строения метаморфического и кристаллического фундамента в рудных районах методами сейсморазведки КМПВ и МОВ с привлечением скважинных исследований (сейсмического и акустического каротажа, торпедирования). Теоретически и экспериментально исследовано использование преломленных волн для изучения вертикально-слоистого фундамента, в том числе при наличии покрывающей толщи осадочных пород, и для картирования его поверхности. Проанализированы кинематические и динамические характеристики сейсмических волновых полей, а также некоторые вопросы методики наблюдений.

На основе теоретических расчетов волновых полей даны критерии определения природы волн и их стратиграфической привязки. Для случая крутопадающих границ динамические особенности отраженных волн исследованы методами ультразвукового моделирования, теоретическими расчетами и подтверждены экспериментальными данными. Показано, что при изучении крутопадающих границ в фундаменте целесообразно комплексирование взаимно увязанных наблюдений по горизонтальным и вертикальным профилям. В этом случае совместное использование кинематических и динамических критериев позволяет изучить отражающую крутопадающую границу в нужном интервале глубин.

Специальные разделы посвящены определению величин скоростей и поглощения сейсмических волн в реальных средах и на образцах пород; значения их необходимы для теоретических расчетов и интерпретации. Описаны методики и приведены результаты определения скоростей и коэффициентов поглощения для некоторых наиболее распространенных пород фундамента и покрывающей его толщи осадков. Даны методы решения некоторых прямых и обратных пространственных кинематических задач в случае наличия горизонтального градиента скорости и показана необходимость его учета при наклонном и крутопадающем залегании отражающих границ.

Книга имеет в основном методический характер и предназначена для широкого круга инженеров-геофизиков и специалистов в области сейсмической разведки.

Табл. 15, ил. 127, список лит.— 196 назв.

Проблема изучения фундамента сейсмическим методом разведки охватывает широкие аспекты различных разделов геологических и инженерно-геологических задач. Одной из наиболее сложных является задача детального крупномасштабного картирования фундамента на малых глубинах, имеющая важное народнохозяйственное значение при поисках различных рудных и угольных месторождений, а также при инженерно-геологических и гидрогеологических изыскательских работах. В случае региональных работ по изучению фундамента сейсморазведка проводится в самых разнообразных условиях в связи с решением многих проблем региональной геологии, а также нефтепоисковых разведочных задач.

Проблемы, связанные с исследованием фундамента сейсморазведкой, решаются в течение ряда десятилетий. На основе их решения главным образом получил развитие сейсмический метод преломленных волн, представленный различными модификациями.

Первые наиболее значительные теоретические и экспериментальные исследования по развитию метода преломленных волн связаны с созданием на основе идей Г. А. Гамбурцева его корреляционной модификации (КМПВ). Под руководством Г. А. Гамбурцева коллективом Института теоретической геофизики (ИТГ) АН СССР (И. С. Берзон, А. М. Епинатьева, И. П. Косминская, Ю. В. Ризниченко и др.) были проведены фундаментальные исследования по разработке физических основ корреляционного метода преломленных волн, разработаны и внедрены методические и технические приемы и средства ведения работ, созданы основы и способы интерпретации данных. Эти исследования завершились возникновением первого методического руководства по сейсморазведке КМПВ [107].

Экспериментальными полигонами для развития и внедрения КМПВ были рудные районы, где объектом изучения являлся фундамент, залегающий на небольших глубинах. Исследования проводились Геофизическим институтом АН СССР в 1947—1949 гг. под руководством Г. А. Гамбурцева и И. С. Берзон в Криворожском железорудном бассейне и позднее на Кабанских медноколчеданных месторождениях Урала [29, 74]. Впервые при постановке этих работ для повышения разрешающей способности КМПВ при

картировании фундамента на специальной сейсморазведочной аппаратуре (ВЧС-22) была опробована и внедрена высокочастотная модификация метода. Теоретические и экспериментальные исследования Геофизического института АН СССР легли в основу разработки новой высокочастотной модификации КМПВ, положившей начало детальному картированию вертикально-слоистых сред. Этими работами под руководством И. С. Берзон были раскрыты огромные возможности использования динамических особенностей записей сейсмических волн при решении различных задач разведки фундамента. Использование динамических характеристик сейсмических волн позволило повысить надежность и разрешающую способность метода при изучении рельефа фундамента, расчленении и трассировании различных литолого-стратиграфических и тектонических границ. Впервые при постановке этих исследований результаты сейсморазведки стали представляться в виде карт распределения по площади кинематических и динамических параметров сейсмических волн, положенных в основу описания распределения упругих характеристик пород.

Классическим примером высокоэффективного применения КМПВ при картировании фундамента в производственных масштабах являются сейсмические работы, выполненные при поисках железорудных месторождений на Курской магнитной аномалии (КМА) под руководством Н. Г. Шмидта (1947—1950 гг.) с участием специалистов Геофизического института АН СССР [169]. С помощью этих исследований, помимо изучения рельефа докембрийского фундамента КМПВ, впервые решалась задача детального расчленения приповерхностной части фундамента с непосредственным обнаружением и картированием зон развития богатых железных руд по совокупности динамических и кинематических признаков сейсмических волн. В то же время (1950—1953 гг.) успешно проводились работы по разведке фундамента высокочастотной модификацией КМПВ с оконтуриванием углеперспективных участков в угольных районах Кузбасса и Мосбасса (Н. А. Караев, В. П. Полюканов) при научно-методическом руководстве Геофизического института АН СССР (И. К. Косминская).

Весь начальный период связан с дальнейшим развитием физических основ КМПВ и его совершенствованием в области разработки как разнообразных методических приемов, так и способов интерпретации сейсмических материалов применительно к задачам картирования фундамента. Результаты этих исследований послужили основой создания труда И. С. Берзон «Высокочастотная сейсморазведка» [29], в котором рассмотрены основные вопросы картирования вертикально-слоистых сред сейсмическим методом разведки. Выход указанной работы, а также значительные результаты экспериментальных исследований стимулировали широкое производственное внедрение корреляционного метода преломленных волн в различных районах страны. Наряду с крупномасштабным геологическим картированием КМПВ использовался при поисках полиметаллов, бокситов, железа, никеля и других полез-

ных ископаемых (Урал, Таджикистан, КМА, Казахстан, Кавказ, Норильск и т. п.), а также для картирования фундамента в угольных районах Кузбасса, Мосбасса, Донбасса, Печорского бассейна и др.

С высокой эффективностью метод преломленных волн применялся с целью изучения физико-механических свойств фундамента при строительстве крупных сооружений в связи с задачами инженерной геологии, решаемыми организациями Всесоюзного ордена Ленина проектно-изыскательского и научно-исследовательского института Гидропроект (В. И. Коптев, А. И. Савич, В. Н. Никитин и др.). Эти работы постоянно консультировались группой Института физики Земли (ИФЗ) АН СССР (под руководством И. С. Берзон). В последние годы метод преломленных волн успешно используется при выделении ослабленных зон и тектонических нарушений в фундаменте (Украина, Кавказ и др.) в связи с решением гидрогеологических задач.

В течение многих лет в различных районах страны (Русская платформа, Западная и Восточная Сибирь, Кавказ, Казахстан, Дальний Восток и т. п.) при региональных работах в значительных объемах применяется КМПВ. С помощью КМПВ исследуется структура фундамента, в том числе выделяются зоны разломов, выступы, нашедшие отображение в вышележащих осадочных породах, с которыми могут быть связаны нефтеперспективные структуры.

Исследования КМПВ за рубежом при решении задач рудной геологии и нефтепоисковых задач составляют 18% от общих объемов сейсморазведочных работ [157]. Наибольшее количество работ по разведке фундамента методом преломленных волн проводится в Канаде, ФРГ, Венгрии и др.

Дальнейшее повышение детальности и разрешающей способности сейсморазведки при картировании фундамента связано с созданием теоретической и экспериментальной базы разработки методов использования поперечных и обменных волн [141 и др.]. Эти исследования легли в основу производственного внедрения комбинированного метода при картировании фундамента в различных районах страны (КМА, Восточная Сибирь, Казахстан, Рудный Алтай и др. [6, 88, 102]).

В конце 50-х и начале 60-х годов на основе развития теоретических и экспериментальных исследований по изучению физики образования и распространения сейсмических волн в реальных средах были пересмотрены физические основы КМПВ (Ленинградское отделение Математического института — ЛОМИ АН СССР, ИФЗ АН СССР, Институт геологии и геофизики — ИГГ АН СССР). Этими исследованиями было опровергнуто положение о регистрации в области первых вступлений головных волн достаточной интенсивности от тонких слоев. Установлено, что основной вклад в волновое поле несут рефрагированные волны. Новая трактовка природы первых волн привела к необходимости пересмотра разведочных возможностей КМПВ, оценки границы его применимости

и целесообразности использования в различных сейсмогеологических условиях.

По мнению И. С. Берзон [57], волны, ранее принимавшиеся за головные, в ряде случаев являются слаборефрагированными, заходящими в нижележащую среду. Иногда же они — интерференционные, и в их формировании значительную роль играют отраженные волны. Однако вследствие малой величины градиента скорости кинематические характеристики этих волн близки к характеристикам головных. Поэтому, несмотря на изменение воззрений на природу волн, методы их интерпретации, разработанные ранее в КМПВ, применимы во многих случаях без изменений либо дополняются иногда введением в окончательные результаты поправок за рефракцию.

С оценкой, сделанной И. С. Берзон относительно разведочных возможностей КМПВ, которая в первую очередь касалась разведки консолидированного фундамента, безусловно следует согласиться. Многочисленными наземными и скважинными наблюдениями в широком диапазоне частот было установлено, что консолидированная часть фундамента, представленная метаморфическим и магматическим комплексами пород, характеризуется чрезвычайно малым градиентом скорости, не превышающим 0,05 1/с, т. е. значения градиента определены граничными пределами точности измерений (А. Г. Авербух, А. М. Епинатьева, Н. А. Караев, Г. Я. Рабинович и др. [1, 87, 99]). Для этих условий различия в кинематике головной и рефрагированной волн начинают проявляться только на больших удалениях от пункта возбуждения, значительно превышающих применяемые на практике параметры систем наблюдений.

Расчетными данными, проверенными на многочисленном экспериментальном материале, было показано, что при картировании консолидированного фундамента можно пользоваться аппаратом интерпретации, разработанным для схемы скользящего луча с удовлетворительной точностью для решения разведочных задач. Действительно, как следует из результатов применения КМПВ при разведке фундамента, точность определения параметров разреза при использовании схемы скользящего луча остается достаточно высокой.

Когда в верхней части фундамента развита мощная кора выветривания, представляющая собой зону высоких градиентов, лучевая схема преломленных волн при проникании в среду искажается. В этом случае при интерпретации годографов первых волн следует вводить соответствующие поправки за рефракцию. В целом же точность количественной интерпретации данных КМПВ в условиях развития мощной неоднородной коры выветривания снижается.

Между тем, непосредственное изучение коры выветривания фундамента представляет большой разведочный интерес, в первую очередь при решении различных задач рудной геологии. Для выяснения этой важнейшей проблемы, начиная с 1970 г. бывш. трестом Спецгеофизика, Всесоюзным институтом разведочной геофизики (ВИРГ) совместно с ИФЗ АН СССР применяется метод отражен-

ных волн (МОВ). Были оценены разведочные возможности МОВ при изучении коры выветривания, определена рациональная методика комплексирования МОВ и КМПВ, а также разработаны методы расчета и прогноза сложных волновых полей, формируемых в приповерхностной части фундамента в условиях его частичного экранирования [50, 97 и др.].

В начале 60-х годов с большой остротой встала проблема повышения глубинности исследований при поисково-съёмочных работах в рудных районах. Перед сейморазведкой был поставлен ряд новых задач, связанных с объемным изучением внутреннего слоя фундамента при поисках рудовмещающих структур. В этот период на базе развития новых представлений о сейсмических моделях сложнодислоцированных сред проводится коренной пересмотр физических основ метода [88—90 и др.]. Это стало возможным в результате разработки новых направлений в экспериментальном изучении волновых полей, формируемых в реальных средах, а также методов детального изучения скоростных характеристик горных пород по наблюдениям в скважинах. С постановкой структурных задач в рудной геологии интерес к привлечению сейсмического метода отраженных волн существенно возрос. Выявленные возможности метода дали начало широкому его внедрению в различных рудных районах СССР (Урал, Балтийский щит, Рудный Алтай, Казахстан, Кавказ и др. [154]). Эффективность результатов МОВ укрепила его позиции, и он прочно был включен в комплекс геофизических методов при поисках глубокозалегающих рудных месторождений. Работы, проведенные ВИРГом, Ленинградским горным институтом (ЛГИ), Свердловским горным институтом (СГИ) и Московским геологоразведочным институтом им. Орджоникидзе (МГРИ) при непосредственном участии И. С. Берзон, сыграли большую роль в разрешении принципиально новых задач рудной геологии.

Неослабевающий интерес к сейсмическому методу разведки в разрешении различных аспектов проблем изучения фундамента привел к необходимости систематизации многолетних исследований И. С. Берзон, опубликованных в различных изданиях (в том числе малодоступных ведомственных), ставших библиографической редкостью. Эти исследования выполнены И. С. Берзон или под ее руководством в Институте физики Земли АН СССР, а также в сотрудничестве со многими научно-исследовательскими и производственными организациями.

Книга подготовлена к печати после смерти И. С. Берзон группой ее учеников, сотрудничавших с ней на протяжении многих лет: канд. физ.-мат. наук И. Н. Галкиным, канд. физ.-мат. наук А. Г. Гамбурцевым, канд. геол.-минер. наук Н. А. Караевым, канд. физ.-мат. наук С. П. Стародубровской. Составители¹ старались по возможности делать минимальное число дополнений и

¹ Составители приносят искреннюю благодарность С. Я. Коган, просмотревшей рукопись и сделавшей ряд замечаний.

изменений, чтобы сохранить текст в том виде, в котором он был изложен автором.

Значительную часть книги составляют работы автора по изучению вертикально-слоистых сред, изложенные в монографии «Высокочастотная сейсмика» [29] — одной из основополагающих работ по изучению фундамента. За истекшие 20 лет после выхода книги в свет изложенные в ней результаты не утратили своей актуальности. В ряде разделов приведены результаты, полученные автором при решении некоторых прямых и обратных кинематических задач сейсморазведки. Эти работы, выполненные сравнительно давно, лишь в последнее время в связи с развитием вычислительной техники оказались весьма актуальными. Некоторые из них послужили основой для составления программ, которые внедрены в производство. В небольшом объеме в монографию вошли работы по использованию метода отраженных волн при разведке фундамента. В целом приведенные данные, хотя и были получены в разные годы, дают достаточно полную характеристику основных вопросов сейсморазведки фундамента и могут быть полезны широкому кругу специалистов-сейсморазведчиков.

И. Галкин, А. Гамбурцев, Н. Караев, С. Стародубровская

СКОРОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ, КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД И ПОКРЫВАЮЩЕЙ ТОЛЩИ

Из опыта сейсмической разведки КМПВ и МОВ известно, что реальные среды неоднородны в скоростном отношении. Скорости в разных породах существенно различны и могут изменяться от сверхмалых величин, меньших скорости распространения звука в воздухе, до 6000—6500 м/с. В породах, одинаковых по своему литологическому составу, скорости часто могут изменяться в широких пределах в зависимости от возраста, глубины залегания, степени метаморфизации пород, наличия трещиноватости и микро-неоднородностей, степени выветривания и окисления, а также от направлений измерений, слоистости и т. п.

Поскольку скоростная характеристика сред обуславливает применение тех или иных модификаций сейсмического метода, в настоящей части книги собраны данные о скоростных характеристиках метаморфических и осадочных пород, главным образом для Криворожского железорудного бассейна и сланцевого района ЭССР [25]. Эти сведения получены на основании параметрических определений скоростей на малых базах, поэтому рассмотрены также некоторые вопросы методики подобных определений при наземных и подземных измерениях.

Глава I

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В РЕАЛЬНЫХ СРЕДАХ

Наиболее распространенным способом изучения скоростных характеристик реальных сред является метод скважинного акустического каротажа (АК), с помощью которого можно получить детальный скоростной разрез в ультразвуковом диапазоне частот. Точность определения скоростей методом акустического каротажа достигает 1—2%. Следует, однако, заметить, что использование его данных для теоретических расчетов на сейсмических частотах связано с некоторыми методическими трудностями. Это обусловлено тем, что полученные детальные разрезы приходится тем или иным способом осреднять [50, 51], в результате чего снижается точность определения скоростей. Поэтому в тех случаях, когда имеется возможность провести параметрические измерения

скоростей, в том числе на малых базах, в диапазоне сейсмических частот или близком к нему, ее следует использовать.

В связи с широким распространением скважинных способов измерения скоростей — акустический и сейсмический каротаж, вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП) и др.— далее (см. главу IV) рассматривается применение для этих целей методики торпедирования.

Методика скважинных измерений скоростей явилась значительным шагом вперед по сравнению с импульсным методом, поскольку по полученным записям можно не только определять первые вступления волн, но и изучать форму их колебаний, в том числе в условиях, неблагоприятных для применения АК и ВСП.

В связи с развитием метода высокочастотной сейсмики начали разрабатывать методику параметрических измерений скоростей на малых базах не только в скважинах, но и в различных наземных условиях (обнажения, карьеры), а также в подземных выработках (штольни, шахты). Такие работы проводили, начиная с 1946 г., при этом использовали многоканальную высокочастотную аппаратуру, что позволило получить записи нескольких приборов при одном и том же взрыве или ударе.

В результате исследований разработана методика параметрических измерений скоростей на малых базах в наземных и подземных условиях. Проведенные измерения дали возможность сделать ряд выводов о скоростях распространения упругих волн в различных породах при разных условиях их залегания, а также об особенностях распространения в различных средах, в том числе и высокочастотных волн.

1. Методика измерений

При изучении скоростей по данным методов отраженных и преломленных волн определяются осредненные их величины на некоторых участках среды (база). Чем крупнее размеры базы, на которой найдено осредненное значение скорости, тем большее число факторов может влиять на полученную величину. Для того чтобы разделить влияние на величину скорости различных геологических и физических факторов (например трещиноватости, присутствия тонких слоев или небольших неоднородностей и т. п.), необходимо измерять скорости на небольших участках среды, т. е. на малых базах. В этом случае их можно рассматривать как приближение к определению истинных скоростей.

Измерения скоростей на малых базах представляют большой интерес как для изучения вопросов физики распространения сейсмических волн в различных средах, так и для дальнейшего развития сейсмических методов разведки, которое базируется на изучении особенностей распространения волн в различных сейсмогеологических условиях. Особенно велико значение таких измерений скоростей для метода высокочастотной сейсмики. Это связано с тем, что его основной задачей является детальное расчленение

среды, выявление тонких слоев со скоростями, различающимися от скоростей в окружающих породах, поиски зон с нарушенной структурой и т. п.

Основной трудностью определения скоростей на малых базах является необходимость значительного увеличения точности отсчета времен по сравнению с точностью, обычной для сейсмических методов разведки, основанных на регистрации частот 25—70 Гц. Чтобы осуществить это условие, следует перейти на регистрацию более высокочастотных компонент колебания почвы, чем обычно используются в сейсмической разведке.

При измерении скоростей в различных породах на малых базах применялось главным образом продольное и поперечное профилирование; в отдельных случаях использовалась площадная микросъемка. Ниже описаны только основы принятой методики наблюдений. Некоторые особенности методики при определениях в различных породах как на дневной поверхности, так и в подземных горных выработках приведены в следующих главах при описании экспериментальных данных.

Выбор размеров базы. Подбор величины базы, на которой проводят измерения скоростей (длина продольного годографа, получаемого при одном общем пункте взрыва, расстояние от пункта взрыва до сейсмографов на поперечном профиле, расстояние между профилями при площадной съемке), зависит от следующих основных причин:

- 1) преобладающей частоты регистрируемых волн;
- 2) скорости распространения волн в исследуемых породах;
- 3) мощности слоя, в котором выполняют измерения;
- 4) степени затухания волн в зависимости от расстояния в исследуемой среде.

Кратко рассмотрим каждый из перечисленных факторов.

Точность определения времен первых вступлений и фаз волн тем выше, чем больше преобладающая частота регистрируемых волн. С увеличением точности отсчета времен соответственно возрастает также точность определения скорости v . Это позволяет при переходе на регистрацию более высоких частот проводить измерения скоростей на сравнительно небольших базах (несколько метров), получая скорости с ошибками, не превышающими несколько процентов. Такая точность достаточна для практических целей.

Чтобы обеспечить достаточную точность и устойчивость определения величины v , размеры базы для измерений должны быть выбраны тем большими, чем выше значение скорости.

Если горизонтальный слой, в котором проводят измерения скоростей, характеризуется ограниченной мощностью и меньшей скоростью, чем контактирующие с ним слои, то при продольном профилировании уже на небольших расстояниях от пункта взрыва (ПВ) в качестве первых могут быть зарегистрированы преломленные головные волны, соответствующие границам слоя или слоев с большей скоростью. Аналогичное явление может наблюдаться при определениях скорости в вертикально-слоистой среде в направ-

лении, близком к простиранию слоев. В рассматриваемом случае волны, соответствующие слою малой мощности, регистрируются в качестве первых лишь на небольших расстояниях от пункта взрыва, часто не превышающих 2—3 м. Поэтому, когда при определениях скоростей рассчитывают на регистрацию только первых волн, то необходимо выбрать длину профиля, равную всего нескольким метрам.

Если при определении скоростей в тонких слоях опираться на использование прямых волн, зарегистрированных в области последующих вступлений, то следует намечать длину профиля с таким расчетом, чтобы волны регистрировались вне зоны их интерференции с преломленными волнами, соответствующими близлежащим слоям с повышенной скоростью. Для решения вопроса о том, можно ли измерять скорости в тонких горизонтальных слоях (мощность 0,7—1,5 м) со скоростью, пониженной относительно скорости вмещающих пород, по записям прямых волн, зарегистрированных в области последующих вступлений, проведены наблюдения на сравнительно длинных продольных профилях (расстояние x от пункта взрыва до сейсмографов равно 22 м). На этих профилях волны, соответствующие породам, в которых расположен профиль, при $x < 4—5$ м регистрировались в качестве первых, а при больших расстояниях как последующие.

Выбор максимального расстояния между сейсмографами и пунктами взрыва существенно зависит от степени затухания колебаний с расстоянием. В некоторых породах, в частности в выветрелых осадочных и метаморфических, колебания даже со сравнительно низкой преобладающей частотой (180—200 Гц) настолько сильно затухали с изменением x , что скорости не удавалось измерять на расстояниях от пункта взрыва больших, чем 3—4 м. Более высокочастотные компоненты колебаний почвы в этих случаях вообще не регистрировались. С изменением x в плотных метаморфических породах колебания затухают значительно слабее, чем в рыхлых, и поэтому при регистрации колебаний с преобладающей частотой 600—700 Гц длину профиля можно было увеличить до 25—30 м.

Выбор расстояния между соседними сейсмографами. При выборе расстояний d между сейсмографами должны быть обеспечены:

1) уверенная идентификация одних и тех же фаз волн на записях различных приборов;

2) высокая точность определения скоростей по продольным профилям и зависимости средней скорости $v_{\text{ср}}$ от направления линии, соединяющей пункт взрыва с сейсмографами, на поперечных профилях.

Для гарантирования уверенной корреляции волн необходимо, чтобы сдвиг фаз между соседними сейсмографами не превышал половину преобладающего периода T волны. Следовательно, выбор расстояния d зависит от диапазона частот, используемого при измерениях.

На продольных профилях допустимая величина d определяется из условия

$$\frac{d}{\lambda} \leq 0,5.$$

Здесь λ — преобладающая длины волны, м.

Для повышения точности определения скорости необходимо, как показано далее, по возможности уменьшить величину d .

При наблюдениях на продольных профилях, как правило, были приняты величины $d = (0,10 \div 0,25)\lambda$. В случае измерений в осадочных породах $\lambda = 1,5 \div 4,0$ м. При этом расстояние d принималось равным 0,25—0,50 м и, следовательно, величина $d/\lambda = 0,12 \div 0,17$ м. В случае наблюдений в плотных метаморфических породах $\lambda = 6 \div 8$ м, d брали равным 1—2 м; величина $d/\lambda = 0,16 \div 0,25$.

При измерениях на поперечных профилях в основном приняты те же расстояния d , так как часто одни и те же профили играли роль и продольных и поперечных. Только в отдельных случаях на поперечных профилях взяты бóльшие расстояния между сейсмографами.

Способ возбуждения колебаний. Колебания возбуждали главным образом с помощью взрывов электродетонаторов, помещенных в небольших шпурах или ямках. При расстояниях от пункта взрыва, равных примерно 8—10 м, вследствие значительного затухания сейсмической энергии, возбуждаемая детонатором, была недостаточной для получения отчетливых записей. Поэтому приходилось делать взрывы с небольшими зарядами (5—10 г). При измерениях скоростей в выветрелых породах даже при малых расстояниях от пункта взрыва в связи с сильным затуханием вместо электродетонаторов взрывали заряды взрывчатого вещества массой до 50 г. В некоторых случаях помимо взрывов колебания возбуждали также ударами, в частности, при измерениях скоростей в гнейсах.

Продольные профили. Наблюдения на каждом из продольных профилей проводили при двух пунктах взрыва, что позволяло иметь систему встречных годографов. На большей части профилей получена система встречных и нагоняющих годографов, дающая возможность определять скорости вдоль всего профиля.

Длина продольного годографа, построенного при одном и том же пункте взрыва, обусловлена причинами, указанными в начале настоящего раздела, и изменялась в диапазоне 2—30 м. Общая длина продольного профиля, на котором получены годографы при нескольких пунктах взрыва, зависела главным образом от размеров обнажений пород на поверхности земли и длины горных выработок в шахтах. Она изменялась в пределах 5—38 м.

В связи с тем, что для определения скоростей использовали в основном прямые продольные волны, при наблюдениях на вертикальных стенках горных выработок запись производили преимущественно горизонтальными сейсмографами, причем ось

максимальной чувствительности прибора была направлена вдоль линии, соединяющей пункт взрыва и точку наблюдения (X-компонента). Иногда при измерениях скоростей в горизонтально-слоистых средах измерения проводили вертикальными сейсмографами (Z-компонента). Регистрация двух компонент облегчала расшифрование типов волн в тех случаях, когда записывали две волны — прямую и преломленную (головная), быстро следующих одна за другой.

Поперечные профили. При измерениях скоростей наблюдения проводили на прямолинейных поперечных профилях, расположенных следующим образом.

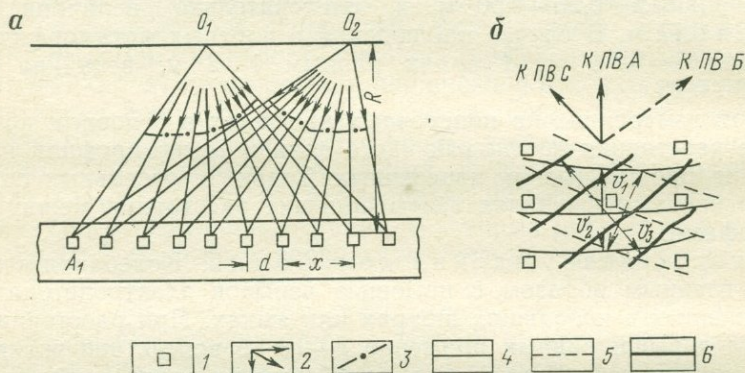


Рис. 1. Индикатрисы средних скоростей при взрывах в точках O_1 и O_2 на поверхности земли, когда сейсмографы расположены в штольне (а) и изохроны поля времен в случае наблюдений в штольне при трех различных ПВ (б).

1 — сейсмографы; 2 — средние скорости между ПВ и сейсмографами; 3 — индикатриса средних скоростей; 4—6 — изохроны для пунктов взрыва соответственно А, Б, С (направления на них показаны стрелками); R — кратчайшие расстояния между линией O_1, O_2 и профилем

1. Профиль и пункт взрыва размещены на обнажении пород или на вертикальной стенке карьера; пункт взрыва находится на небольшом удалении от линии наблюдений (несколько метров). Измерения на этом профиле выполняли с целью определения зависимости средней скорости от ориентировки линии, соединяющей пункт взрыва и сейсмограф, относительно направления слоистости. В этом случае в зоне между пунктами взрыва и профилем породы были вскрыты и определения проводили в сравнительно небольшой части исследуемой среды.

2. Профиль находится в горной выработке — штольне, а пункт взрыва — у поверхности земли на высоте 10—15 м над линией профиля (рис. 1, а). Измерения на этом профиле проводили для выяснения зависимости средней скорости в среде, покрывающей породы, в которых расположен профиль, от направления линии, соединяющей пункт взрыва и точку наблюдения.

3. Профиль и пункт взрыва расположены в штольне или в шахте в двух примерно параллельных горизонтальных выработках, находящихся на расстоянии 10—20 м одна от другой. Наблю-

дения выполняли с целью определения скоростной характеристики среды в зоне между двумя горными выработками.

При наблюдениях на поперечных профилях во втором и в третьем случае породы между пунктом взрыва и профилем не были вскрыты. Эти способы изучения скоростной характеристики среды по аналогии с дефектоскопией были названы методами сейсмического просвечивания среды, или кратко методами просвечивания.

Длину поперечных профилей во всех случаях выбирали из такого расчета, чтобы при достаточной четкости первых вступлений волн можно было получить значения средних скоростей для возможно большего диапазона направлений линии, соединяющей точку взрыва с точкой приема. Это позволило строить индикаторы средних скоростей, на изучении формы которых основан способ распознавания слоистых и однородных анизотропных сред [15].

При наблюдениях в осадочных и рыхлых метаморфических породах на обнажениях и в мелких карьерах максимальное расстояние от пункта взрыва лимитировалось сильным затуханием высокочастотных компонент колебаний почвы с изменением расстояния, вследствие чего первые вступления становились нечеткими и точность определения скоростей значительно понижалась. Поэтому нельзя было проводить измерения на достаточно длинных профилях. Расстояния, при которых выполняли наблюдения, большей частью не превышали 10—15 м, а иногда составляли всего 3—5 м. В случае измерений в плотных метаморфических породах, залегающих в шахте на глубине 155—270 м, затухание высокочастотных колебаний почвы было слабым. Поэтому расстояния x могли быть значительно больше. Максимальная величина $x=20\div 25$ м определялась в этих случаях главным образом длиной выработок.

При поперечном профилировании сейсмографы устанавливали таким образом, чтобы ось их максимальной чувствительности была близка к направлению линий, соединяющих точки взрыва и приема колебаний. Поэтому, если поперечный профиль располагался в горной выработке, а взрывы производили на поверхности земли, использовали вертикальные сейсмографы. В тех же случаях, когда проводили просвечивание между двумя горными выработками, наблюдения вели горизонтальными сейсмографами, т. е. дном к стенке выработки.

Площадная микросъемка. Этот вид съемки был применен только в одном случае для измерений скорости в вертикальном и наклонном направлениях в тонком горизонтальном слое, вскрытом штольной. При этом сейсмографы устанавливали на вертикальной стенке штольни вдоль двух или трех параллельных профилей, расположенных на расстояниях, равных 0,6—0,7 м (в случае трех профилей) и 1,0—1,4 м (при двух профилях) (см. рис. 1, б). Взрывы производили на поверхности земли при расстоянии 5—14 м от верхней линии сейсмографов. Один пункт взрыва (А) располагался примерно над центром установки для определения скорости v_v в исследуемом слое в вертикальном направлении, а другие (Б, С) — в одной вертикальной плоскости с сейсмографами, на

расстоянии 10—20 м от вертикальной линии, проходящей через центр установки. При взрывах в этих ПВ определяли скорости в наклонных направлениях.

2. Методика интерпретации

При параметрических измерениях скоростей на малых базах регистрируют главным образом продольные прямые и преломленные головные волны. В отдельных случаях записывают волны, представляющие собой, вероятно, прямые поперечные. Ниже описаны способы интерпретации сейсмических данных, рассчитанные на использование указанных типов волн.

Продольные профили. По продольным профилям строили годографы первых вступлений и фаз зарегистрированных волн, по которым определяли скорости. Вычисление скоростей по годографам прямых и преломленных волн проводили по способу разностного годографа по формуле

$$v = \frac{2\Delta x}{\Delta(\vec{t} - \overleftarrow{t})}. \quad (1)$$

Здесь \vec{t} и \overleftarrow{t} — времена в одной и той же точке наблюдения по двум встречным системам; Δx , $\Delta(\vec{t} - \overleftarrow{t})$ — соответственно приращения x и времен $\vec{t} - \overleftarrow{t}$, определяемые по разностному годографу.

Применение этого способа позволяет исключить отклонения точек от хода годографа, вызванные условиями установки сейсмографов и микронеоднородностями среды вблизи линии профиля. Устранение влияния условий установки имеет особенно большое значение при наблюдениях в шахтах и штольнях, где на стенках выработок есть трещины и небольшие неровности.

В случае, если скорость v не постоянна вдоль профиля, с помощью способа разностного годографа можно определить зависимость $v = v(x)$. Когда на одном и том же участке профиля получены нагоняющие годографы, то можно определить среднее значение скорости в зоне между пунктами взрыва. Согласно принципу взаимности [60] время пробега волны от ПВ до сейсмографа не изменяется, если сейсмограф и ПВ поменять местами. На основе этого проводят следующее построение. Времена прихода волн из различных пунктов взрыва к одному и тому же сейсмографу откладывают против точек, где расположены эти пункты взрыва. В результате получается годограф, по которому определяют значение скорости в зоне между пунктами взрыва.

Физический смысл величины скорости, найденной по такому годографу, различен в зависимости от того, какие волны регистрируют при взрывах в разных пунктах. Если при взрывах во всех ПВ к сейсмографу подходит прямая волна, то по годографу, построенному указанным способом, определяют скорость v_1 ее распространения в изучаемой среде. Когда зарегистрированные первые волны являются преломленными, то определяют кажущуюся скорость v_{r2} движения фронта волны вдоль преломляющей гра-

ницы. В частном случае, если граница горизонтальна, измеряемая величина представляет собой граничную скорость $v_{гг2}$ в преломляющем слое. Наконец, когда при взрывах в одном пункте к сейсмографу подходит прямая волна, а в другом — преломленная, то эффективная скорость $v_{эф}$, определяемая рассматриваемым способом, не имеет физического смысла; величина $v_{эф}$ — промежуточная между величинами v_1 и $v_{к2}$. Следует подчеркнуть, что при корреляционном прослеживании волн по фазам можно полностью исключить ошибки в идентификации волн и, следовательно, устранить ошибки в определении скоростей в зоне между пунктами взрыва.

Поперечные профили. По результатам наблюдений на поперечных профилях строили индикатрисы средних скоростей (см. рис. 1, а). Построение проводили следующим образом [15]. Примем, что волна распространяется от пункта взрыва O_1 до сейсмографа A_1 по прямой линии. Тогда путем деления длины этой прямой на время пробега t можно определить среднюю скорость $v_{ср}$ в рассматриваемом направлении. Если вычислить средние скорости вдоль различных направлений O_1A_i , отложить найденные величины в определенном масштабе и соединить концы нанесенных отрезков, то получим индикатрисы средних скоростей.

В некоторых случаях в качестве первых волн могут быть зарегистрированы не прямые, а преломленные головные волны. В этом случае индикатриса средних скоростей отличается некоторыми характерными особенностями от индикатрисы для прямых волн [15].

Изучение формы индикатрис позволяет установить основные свойства скоростной характеристики среды в зоне между ПВ и линией профиля. Так, например, асимметрия индикатрис, полученных при расположении профиля параллельно плоскостям напластования пород, указывает на то, что либо скорость непрерывно изменяется в направлении, параллельном напластованию, либо имеются границы раздела скоростей, не параллельные геологическим границам. Индикатрисы средних скоростей, вытянутые вдоль одной оси, свидетельствуют о существовании анизотропии, или слоистости [7, 73, 74] в отношении скоростей в исследуемой среде, причем по форме индикатрис можно отличить слоистые изотропные среды от однородных анизотропных [15].

Площадная микросъемка. Методика наблюдений, описанная в разделе 1, позволяет определить времена прихода волны к нескольким точкам, расположенным в плоскости наблюдений. По этим данным можно, пользуясь обычными методами интерполяции, построить карту изохрон поля времен во всей области наблюдений (см. рис. 1, б). Указанное построение имеет физический смысл в случае, если ко всем точкам наблюдения подходит волна одного и того же типа, что можно выяснить путем сопоставления записей, полученных в различных точках. При тех небольших расстояниях между приборами, которые принимали при наблюдениях, это условие всегда выполнялось.

Для определения скорости по карте изохрон следует построить кривые, ортогональные к системе изохрон. Поскольку измерения проводили на сравнительно малых базах, скорость может быть найдена с достаточной точностью, если ортогональные кривые аппроксимировать прямолинейными отрезками, нормальными к изохронам.

Скорость определяется по формуле

$$v = \frac{\Delta l}{\Delta t}, \quad (2)$$

где Δl — длина отрезка нормали к изохронам, определяемая между двумя изохронами; Δt — разность времен двух рассматриваемых изохрон.

В тех случаях, когда проводили микросъемку одного и того же участка среды при нескольких пунктах взрыва, было получено несколько перекрестных систем изохрон (см. рис. 1, б), по которым определяли скорости в различных направлениях.

3. Точность определения скоростей по данным параметрических измерений на малых базах

Рассмотрим вопрос о точности определения скорости на малых базах по годографам прямых или преломленных волн при условии, что величина ее постоянна. Остановимся вначале на анализе точности определения скорости по разности времен Δt прихода прямых или преломленных волн к двум точкам, находящимся на расстоянии Δx одна от другой, а затем перейдем к тому же вопросу уже в n числе точек.

Оценка точности определения скоростей по разности времен прихода волн к двум точкам. Скорость v определяется по формуле

$$v = \frac{\Delta x}{\Delta t}. \quad (3)$$

Пользуясь формулой (3), можно записать следующее выражение для абсолютной величины максимальной относительной погрешности определения v :

$$\left| \frac{dv}{v} \right| = \left| \frac{d(\Delta x)}{\Delta x} \right| + \left| \frac{d(\Delta t)}{\Delta t} \right|, \quad (4)$$

где $d(\Delta x)$ — погрешность измерения базы Δx ; $d(\Delta t)$ — то же, разности времен Δt .

Из формулы (4) видно, что в случае малых значений Δt скорость v определяется неустойчиво. При заданной величине Δx разность времен Δt тем меньше, чем больше скорость. Поэтому при измерениях на малой базе заданной длины Δx точность определения скорости в породах с большой скоростью значительно ниже, чем в породах с малой скоростью.

Относительные погрешности измерения расстояний Δx часто бывают невелики и поэтому оказывают значительно меньшее влияние на точность определения скоростей, чем те же погрешности определения Δt , которые иногда могут достигать больших величин. Так, например, при размерах базы измерения $\Delta x = 5$ м погрешность $d(\Delta x) = \pm 0,05$ м обуславливает погрешность определения скорости $dv/v = \pm 1\%$. В связи с этим можно пренебречь погрешностями измерения расстояний и представить формулу (4) в следующем виде:

$$\left| \frac{dv}{v} \right| = v \left| \frac{d(\Delta t)}{\Delta x} \right|. \quad (5)$$

Из формулы (5) видно, что относительная погрешность определения скорости прямо пропорциональна абсолютной величине скорости и обратно пропорциональна размерам базы Δx , на которой проводится измерение скорости.

На рис. 2 показаны изолинии функции $|dv/v| = f(\Delta x; v)$. При расчетах принято, что время t вычисляется с точностью до $\pm 0,0001$ с и поэтому погрешность Δt определения разности времен принята равной $\pm 0,0002$ с. Из рис. 2 видно, что при длине базы $\Delta x = 5$ м, $v = 1000$ м/с относительная погрешность $|dv/v| = 4\%$, а в случае $v = 5000$ м/с $|dv/v| = 20\%$. Погрешности измерения v , равные примерно 20%, слишком велики для практических целей и в связи с этим возникает необходимость выбора такой предельно допустимой длины базы $\Delta x_{\text{пр}}$, при которой точность определения скоростей была бы достаточной. Если принять $|dv/v| = 10\%$, то $|\Delta x_{\text{пр}}| = 10v |d(\Delta t)|$. При $|d(\Delta t)| = 0,0002$ с $|\Delta x_{\text{пр}}| = 0,0002 v$. Для обеспечения указанной точности при измерениях скорости в породах с $v = 2000 \div 5000$ м/с по разности времен в двух точках нужно принять $\Delta x = 4 \div 10$ м.

Приведенные расчеты характеризуют погрешность при нахождении скорости по двум крайним точкам продольного годографа. Они также относятся к точности измерения средней скорости при поперечном профилировании в случае, когда момент взрыва, как и вступление волны, определяется с точностью до 0,0001 с, и следовательно, $|d(\Delta t)| = 0,0002$ с.

Оценка точности определения скоростей по измерениям времен прихода в $n \geq 3$ точках. Вопрос о точности определения скорости по равноточным измерениям времен прихода преломленных волн в n точках, равномерно расположенных вдоль прямой линии на различных расстояниях от пункта взрыва, рассмотрен С. И. Масарским [118]. Проведенное им

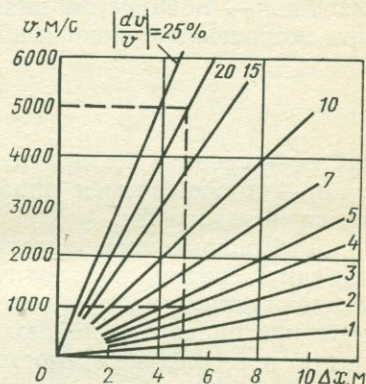


Рис. 2. Изолинии относительных погрешностей $|dv/v|$ определения скорости по двум точкам

исследование справедливо как для преломленных, так и для прямых волн.

Анализ точности нахождения скорости основан на применении способа наименьших квадратов. Этот способ применим в случае, когда число n измерений значительно больше числа k неизвестных, подлежащих определению. Однако он дает точность, достаточную для практических целей, при сравнительно небольших значениях $n - k$. Формула для относительной погрешности определения скорости, полученная в работе [118], имеет вид

$$\frac{\sigma_v}{v} = \sigma_t \frac{v \sqrt{12}}{d \sqrt{n(n^2 - 1)}}, \quad (6)$$

где σ_v — средняя квадратичная погрешность измерения скорости v ; σ_t — то же, времен пробега; d — расстояние между соседними точками годографа.

Для оценки погрешности определения скорости целесообразно заменить средние квадратичные погрешности σ_v и σ_t предельными погрешностями δv и δt , поскольку величину δt легко можно оценить при обработке наблюдаемых данных. Если использовать принятую в теории вероятностей зависимость между средней квадратичной и предельной погрешностями

$$\delta t = 3\sigma_t; \quad \delta v = 3\sigma_v, \quad (7)$$

то можно получить из формулы (6) следующее выражение для предельной погрешности $\delta v/v$ [24]:

$$\frac{\delta v}{v} = \delta t \frac{v \sqrt{12}}{d \sqrt{n(n^2 - 1)}}. \quad (8)$$

При расчетах удобнее представить погрешности $\delta v/v$ в функции общей длины l базы измерений (рис. 3) и расстояний d между соседними точками годографа. Величина d связана с числом n наблюдаемых точек и длиной l базы измерений следующей зависимостью:

$$d = \frac{l}{n - 1}. \quad (9)$$

В формуле (8) выразим n через l и d . Тогда относительная погрешность $\delta v/v$ будет иметь вид

$$\frac{\delta v}{v} = \delta t \frac{v \sqrt{12}}{\sqrt{\frac{l}{d} (l + d) (l + 2d)}}. \quad (10)$$

При $l/d > 10$ формула (10) может быть заменена приближенной

$$\frac{\delta v}{v} = \delta t \frac{v \sqrt{12d}}{l^{3/2}}. \quad (11)$$

На рис. 4 показаны изолинии функции $\delta v/v = (\delta v/v)(l, d)$, вычисленные по формуле (10) для случая $v|\delta t| = 0,5$ м. Прямая

линия $l=2d$ соответствует случаю минимально возможного числа точек ($n=3$), при котором приближенно можно пользоваться формулой (6). Физический смысл имеет только та часть каждой кривой из семейства $\delta v/v$, которая расположена выше прямой $l=2d$.

Из рис. 4 видно, что при малых величинах l погрешности $\delta v/v$ сравнительно велики даже при небольших значениях d и, следовательно, большом числе n наблюдаемых точек. Так, например, если $l=3$ м, $d=0,15$ м и, значит, $n=21$, погрешность $|\delta v/v|$ равна 10%. При увеличении l до 7 м та же степень точности может быть достигнута в случае $d=3,5$ м и, следовательно, $n=3$.

Уменьшение расстояния d между сейсмографами при сокращении длины базы l , необходимое для обеспечения заданной степени точности $|\delta v/v|$, происходит особенно резко при малых величинах l .

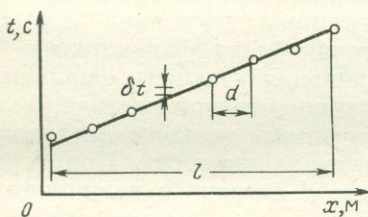


Рис. 3. Пример определения погрешности скорости по n точкам годографа

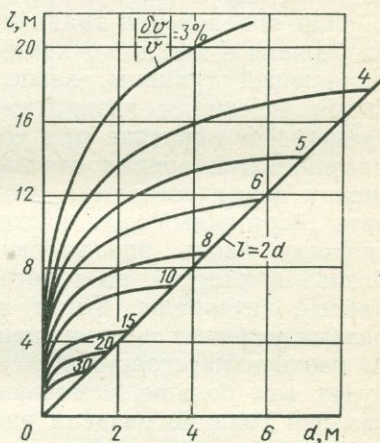


Рис. 4. Изолинии относительных погрешностей $|\delta v/v|$ определения скорости по годографу

Таким образом, в тех случаях, когда из-за сильного затухания волн с изменением расстояния или небольшой мощности слоя скорости приходится измерять на малых базах, для получения достаточно точных величин v необходимо значительно уменьшать расстояние d между точками годографа (сейсмографами).

Следует подчеркнуть, что на практике прямую, наилучшим способом аппроксимирующую наблюдаемые точки годографа, находят графическим путем. При этом подборе приближенно выполняется основное условие способа наименьших квадратов — минимума суммы квадратов отклонений наблюдаемых точек от аппроксимирующей прямой. Поэтому можно считать, что на практике применяют приближенную модификацию способа наименьших квадратов.

Оценка точности определения граничной скорости $v_{гр}$. При рассмотрении этого вопроса будем считать, что годограф построен вдоль преломляющей границы правильно и погрешности определения $v_{гр}$ возможны только за счет неточности аппроксимации точек годографа прямыми линиями. Для оценки относительной погрешности измерения граничной скорости

в отдельных слоях в зависимости от величин скорости $v_{\text{гp}}$, размеров базы измерений l и расстояния между сейсмографами d можно воспользоваться формулой

$$\frac{\delta v_{\text{гp}}}{v_{\text{гp}}} = \delta t \frac{v_{\text{гp}} \sqrt{l^2}}{\sqrt{\frac{l}{d} (l+d) (l+2d)}}, \quad (12)$$

где δt — максимально возможное отклонение точек годографа от аппроксимирующей прямой.

При определении граничной скорости по методу полей времен расстояния d между точками на годографе, полученном вдоль преломляющей границы, зависят от интервала времени Δt между двумя соседними изохронами, принятого при построении полей времен. На практике при составлении сейсмических разрезов по методу полей времен считают постоянным интервал времени Δt между двумя соседними изохронами или, как его принято называть, постоянный шаг изохрон. В этом случае, если граничная скорость вдоль преломляющей границы постоянна и граница близка к плоской, на годографе точки будут расположены через равные интервалы. Когда же граничная скорость различна на разных участках преломляющей границы, то при постоянном шаге Δt изохрон расстояния d между соседними точками на годографе будут тем больше, чем выше граничная скорость. При горизонтальной границе раздела расстояние d связано с величинами $v_{\text{гp}}$ и Δt следующей зависимостью:

$$d = v_{\text{гp}} \Delta t. \quad (13)$$

При подстановке в формулу (12) зависимости (13) можно найти выражение для относительной погрешности $\delta v_{\text{гp}}/v_{\text{гp}}$

$$\frac{\delta v_{\text{гp}}}{v_{\text{гp}}} = \delta t \frac{v_{\text{гp}} \sqrt{l^2}}{\sqrt{\frac{l}{v_{\text{гp}} \Delta t} (l + v_{\text{гp}} \Delta t) (l + 2v_{\text{гp}} \Delta t)}}. \quad (14)$$

Формула (14) выражает зависимость относительной погрешности $\delta v_{\text{гp}}/v_{\text{гp}}$ от величины скорости $v_{\text{гp}}$, длины l базы, на которой производилось определение $v_{\text{гp}}$, шага изохрон Δt и предельной погрешности δt в измерениях времен прихода. В работе [24] показано, что изолинии $\delta v_{\text{гp}}/v_{\text{гp}}$, построенные в координатной системе $(l, v_{\text{гp}})$ при постоянных значениях Δt и δt , представляют собой прямые. На рис. 5 и 6 представлено семейство изолиний $\delta v_{\text{гp}}/v_{\text{гp}}$ для случая $|\delta t| = 0,002$ с, $\Delta t = 0,005$ с. Изолиния $|\delta v_{\text{гp}}/v_{\text{гp}}|_{\text{max}}$ соответствует случаю, когда скорость определяется по трем точкам годографа. Из рис. 5 и 6 видно, что при заданных шаге изохрон Δt и предельной погрешности δt точность определения граничной скорости $v_{\text{гp}}$ по годографу, построенному вдоль преломляющей границы методом полей времен, существенно зависит от самой величины $v_{\text{гp}}$ и общей длины l участка годографа, по которому вычисляют $v_{\text{гp}}$. Так, например, если $\Delta t = 0,005$ с, $|\delta t| = 0,002$ с, $l \geq$

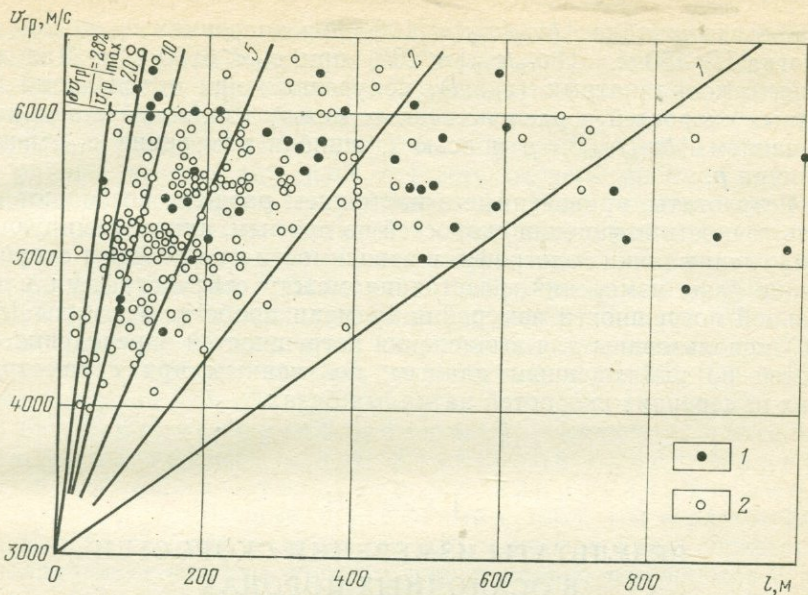


Рис. 5. Величины граничных скоростей, определенные на интервалах различной длины l при отсутствии скоростной дифференциации.
Участки: 1 — внеаномальные, 2 — аномальные

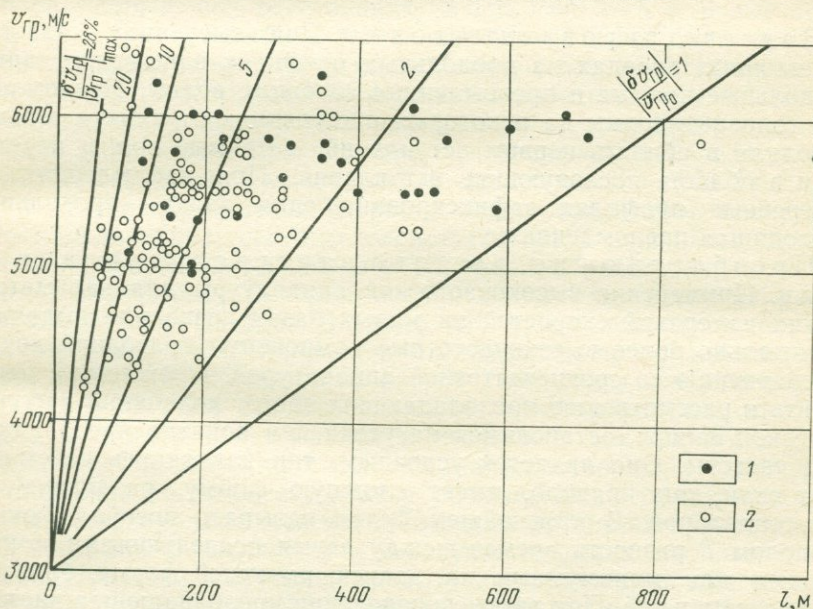


Рис. 6. Величины граничных скоростей, определенные на интервалах различной длины l в случаях, когда пересечены обе границы слоя с $v_{gp} = \text{const}$.

Условные обозначения те же, что и на рис. 5

≥ 50 м, то ошибка $|\delta v_{гр}/v_{гр}| \leq 10\%$ при значениях $v_{гр} \leq 2200$ м/с, а когда $l \geq 150$ м, $|\delta v_{гр}/v_{гр}| \leq 10\%$ при $v_{гр} \leq 6600$ м/с. Для всех точек с координатами $(v_{гр}, l)$, полученных при определении граничных скоростей и расположенных между изолинией с заданным значением $|\delta v_{гр}/v_{гр}| = \rho$ и осью l , ошибки измерения $v_{гр}$ меньше величин ρ .

Результаты, приведенные в настоящем разделе, позволяют оценить точность измерения скоростей по прямому, аппроксимирующим наблюдение точки годографа, в зависимости от величины скорости, длины базы измерений, расстояния между сейсмографами и предельной погрешности измерения времени пробега. Формулы (5) и (10) использованы для вычисления погрешностей определения скоростей по наблюдаемым данным, полученным при параметрических измерениях скоростей на малых базах.

Глава II

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ СКОРОСТЕЙ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

1. Измерения скоростей на малых базах

Зарегистрированные волны. При измерениях скоростей в осадочных породах на продольных профилях зарегистрированы продольные прямые и преломленные головные волны. Преломленные головные волны на некоторых расстояниях от пункта взрыва выходили в область первых вступлений, а прямые волны переходили в область последующих вступлений. При наблюдениях на поперечных профилях зафиксирована одна волна — продольная проходящая преломленная.

Преобладающие частоты зарегистрированных волн. Применение высокочастотной аппаратуры для параметрических измерений скоростей на малых базах позволило выделить значительно более высокочастотные компоненты колебаний почвы по сравнению со среднечастотной аппаратурой. Прежде чем переходить к рассмотрению преобладающих частот колебаний на сейсмической записи, остановимся на уточнении понятия преобладающей частоты. Оно является условным, так как запись сейсмических волн, как правило, имеет сложную форму, различную от синусоидальной. В дальнейшем будем называть преобладающим периодом T разность времен между двумя последующими максимумами или минимумами на записи, имеющей форму, близкую к синусоидальной. При таком определении преобладающая частота $f = 1/T$.

В некоторых случаях из-за сложного интерференционного характера записи невозможно измерить преобладающие периоды. Тогда представление о преобладающих частотах волн на

записи может дать определение разности Δt времен прихода между первым вступлением и первым экстремумом колебания. Если степень фильтрации аппаратуры неизменна, то чем выше преобладающая частота колебаний, тем меньше разность Δt и резче при заданной амплитуде записи первые вступления. Таким образом, при равных амплитудах волн точность отсчета времени первых вступлений возрастает с уменьшением Δt . Сопоставление величин Δt и T , измеренных по одним и тем же сейсмограммам, показывает, что $\Delta t/T = (1/3) \div (1/2)$. Путем определения изменения величины Δt при удалении от ПВ можно приближенно найти приращение преобладающего периода волны T с изменением расстояния x . Преобладающие частоты волн по записям, полученным при измерениях в различных породах на расстояниях от ПВ 0,5—4,0 м, имеют диапазон 170—700 Гц (табл. 1).

Зависимость преобладающей частоты колебаний от расстояния x при различной ориентировке линии профиля относительно направления слоистости пород. Данные, приведенные в табл. 1 и в работе [29], показывают, что при измерениях вдоль направления слоистости преобладающие частоты сравнительно медленно изменяются с изменением x , особенно если породы, в которых проводят измерения, достаточно монолитны. Так, например, в случае определения скорости в штольне преобладающая частота волны, распространяющейся в слое сланцев, при расстояниях от ПВ $x = 0,5 \div 5$ м равна 500—600 Гц, а при $x = 15 \div 20$ м составляет 400—500 Гц. Если измерять скорость вдоль направления слоистости в таких же сланцах на обнажении, где они имеют большую трещиноватость, чем в штольне, преобладающая частота уменьшается значительно быстрее с изменением расстояния. При перемене x в пределах, 0,90—6,60 м преобладающая частота изменялась в диапазоне 330—220 Гц.

В случае определения скорости вкрест ориентации слоистости и в направлениях, секущих слоистость под различными углами, преобладающая частота волн с изменением расстояния x уменьшается значительно быстрее, чем при измерениях вдоль направления слоистости. Из табл. 1 видно, что при определении скорости в известняках вдоль направления слоистости преобладающая частота равна 400 и 500 Гц, а вкрест (при таких же расстояниях от ПВ) — 300—350 Гц. Особенно отчетливое понижение преобладающей частоты с переменной x заметно в тех случаях, когда среда, через которую проходят сейсмические волны, резко дифференцирована по скоростям. Такое уменьшение преобладающей частоты четко наблюдалось на поперечных профилях при установке сейсмографов в штольнях и в случае взрывов на поверхности земли. При этом в строении среды участвовали слои как со сравнительно большой скоростью (известняки), так и с малой (почвенный слой, глауконитовый песчаник). С изменением расстояния x в пределах 15—40 м (расстояния отсчитывают по прямой линии между ПВ и сейсмографом без учета преломления на промежуточных границах раздела) f уменьшается в диапазоне 240—170 Гц.

Таблица 1

№ п/п	Порода	Условия измерения	f , Гц	Число профилей	Ориентировка линии наблюдения, по которой измеряется скорость, относительно направления слоистости	v , м/с
1	Глинистые сланцы	В штольне	400—600	5	Вдоль	1000—1300
2	То же	То же	500—600	3	„	1500—1800
3	„	„	250—300	5	Вкрест	570—1000
4	„	„	250—300	4	„	650—850
5	„	„	170—240	5	Под углом $\gamma=70\div 80^\circ$	650—1000
6	„	„	170—240	6	То же	650—900
7	„	На поверхности	100—700	26	Вдоль	800
8	„	То же	200—300	1	„	1400
9	„	„	200	1	Вкрест	400
10	„	„	250—200	1	Под углом $\gamma=10\div 80^\circ$	570—1600
11	Глинистые сланцы выветрелые	„	—	1	Вкрест	240
12	Известняки	В карьере	500	1	Вдоль	2100
13	„	То же	400	1	„	1600
14	„	„	400	1	„	1500
15	„	„	300—350	1	Вкрест	550—1400
16	„	„	300—400	10	Под углом $\gamma=10\div 80^\circ$	600—2400
17	„	В штольне	300—600	1	Вдоль	4400
18	„	То же	—	9	Вкрест	2300—2400
19	Известняк выветрелый	„	—	1	„	320

Такие сравнительно низкие преобладающие частоты волн обусловлены с одной стороны тонкой слоистостью среды, а с другой — значительным поглощением энергии, связанным с неидеальной упругостью пород.

2. Измерения скоростей в штольнях

В штольнях определяли: скорости вдоль, вкрест и под различными углами к направлению слоистости в горизонтальном слое сланцев, вскрытом штольной, граничную скорость в слое известняков, участвующем в строении толщи, покрывающей сланцы, среднюю скорость во всей толще покрывающих пород — от поверхности земли до линии профиля в штольне. Величины скоростей продольных волн, измеренные в различных направлениях в осадочных породах, приведены в табл. 1. В работе [29] даны ошибки определения скоростей, вычисленные по формуле (10) при измерениях по продольным профилям и по данным микроплощадной съемки при установке сейсмографов в три ряда. Для определений скоростей по поперечным профилям и по данным микроплощадной съемки при установке сейсмографов в два ряда ошибки в измерении скорости вычислены по формуле (5).

Измерение скоростей в сланцах вкрест направления слоистости. Как указывалось выше, при измерениях скорости в породах в направлениях, различных от ориентации слоистости, взрывы проводили на поверхности земли, а сейсмографы устанавливали вдоль двух или трех линий, расположенных друг под другом (см. рис. 1,б). На большей части сейсмограмм зарегистрирована одна волна, по первым вступлениям которой определяли скорости. При пунктах взрыва, расположенных над центром установки, первые вступления волны были четкими. В случае удаления ПВ от центра установки в связи с затуханием высокочастотных компонент преобладающая частота понижалась, и поэтому первое вступление становилось более растянутым. Это обусловило понижение точности отсчета времен. По зарегистрированным первым вступлениям волны построены карты изохрон. По этим картам определены скорости в сланцах в вертикальном направлении (т. е. перпендикулярном к слоистости) и в наклонных, образующих углы $\gamma = 70 \div 80^\circ$ с направлением слоистости. Такие малые различия в направлениях подхода волн к сейсмографам при существенно разном расположении ПВ относительно центра установки сейсмографов объясняются преломлением волн на границе известняки — песчаники (скорость в известняках значительно больше).

Преобладающее значение скорости в сланцах в вертикальном и близких к нему наклонных направлениях равно 650—850 м/с (см. табл. 1). Но в некоторых случаях получены несколько меньшие и большие величины скорости.

Измерение скоростей в сланцах вдоль направления слоистости. Измерения проводили по продольным

профилям в штольнях в слое сланцев мощностью 1,0—1,5 м. Наблюдения показали, что только при малых расстояниях x на записях регистрировалась одна волна P_1 . Когда $x > 4 \div 5$ м наблюдалась смена первых волн, в качестве первой появлялась новая волна P_2 с большей кажущейся скоростью (рис. 7). Волна P_1 , регистрирующаяся на ближних расстояниях в качестве первой, переходила в область последующих вступлений, где ее можно уверенно проследить до конца профиля, т. е. до $x = 20 \div 25$ м.

Волна P_1 лишь в отдельных случаях является продольной прямой волной, соответствующей слою, в котором расположена линия профиля. В большинстве случаев она представляет собой продольную волну, соответствующую прослою сланцев с повышенной скоростью, который находится на малом расстоянии (10—30 см) от линии профиля и часто характеризуется весьма малой мощностью. Предположение о том, что волна P_1 является не прямой, а преломленной, основано на следующих данных:

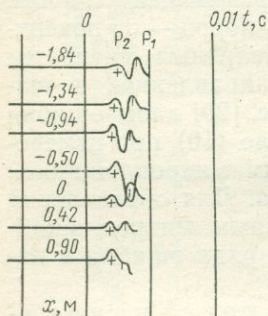


Рис. 7. Сейсмограмма, полученная при наблюдении в штольне, пройденной в сланцах, на вертикальной Z -компоненте, на которой зарегистрированы вступления волн P_1 и P_2

1) годограф первых вступлений волны не проходит через начало координат, а отсекает на оси времен отрезок $t_0 = 0,0003 \div 0,0008$ с;

2) граничная скорость $v_{гр}$, определенная по встречным годографам этой волны, равна $1000—1800$ м/с (см. табл. 1). В среднем $v_{гр} = 1100 \div 1500$ м/с, т. е. $v_{гр}$ значительно больше $v_B = 650 \div 900$ м/с, определенной по вертикали. Данные об отношении скоростей в сланцах, измеренных вдоль и вкост направления слоистости, приведены в табл. 2;

Таблица 2

№ п/п	Порода	Условия измерения	Скорость относительно направления слоистости		$\frac{v_{\parallel}}{v_{\perp}}$
			v_{\parallel} , м/с	v_{\perp} , м/с	
1	Глинистые сланцы	На обнажении	1400	490	2,86
2	То же	В штольне, $H = 12$ м	1300	650—800	2,0—1,63
3	Известняки	В карьере	1600	1000	1,6
4	"	То же	2000	550	3,64
5	"	"	1500	1400	1,07
6	"	В штольне	4400	2300	1,91

Примечание. Для известняков v_{\parallel} — граничная скорость в слое, близком к подше; v_{\perp} — средняя скорость в том же слое мощностью $h = 10$ м.

3) скорость $v = 800$ м/с (см. табл. 1, № 7), рассчитанная по времени прихода волны к ближайшему сейсмографу, находящемуся

на расстоянии 0,5—1,0 м от пункта взрыва, также меньше граничной скорости $v_{гр}$, определенной по встречным годографам, и близка к скорости $v_{в}$, измеренной по вертикали.

Полученные данные позволяют считать, что в слое сланцев имеются тонкие прослои с повышенной скоростью, с которыми связано возникновение преломленных волн. В области появления волны P_2 (см. рис. 7) на записях видна отчетливая интерференция волн P_1 и P_2 . Но вследствие высокой преобладающей частоты колебаний и по значительному различию в скоростях интерферирующих волн протяженность зоны интерференции не превышает 2—3 м. На больших расстояниях x обе волны хорошо разрешены на записях и их можно самостоятельно проследить. Необходимо подчеркнуть, что разрешение волн, разделенных интервалом времени всего 0,004—0,005 с, стало возможным только благодаря применению высокочастотной аппаратуры.

Сопоставление записей, полученных на X - и Z -компонентах. Сравнение этих записей показывает, что на них зарегистрированы одни и те же волны с одинаковыми кажущимися скоростями. Однако форма записи этих волн на различных компонентах имеет некоторые особенности [29].

При малых x первой регистрируется волна P_1 , представляющая собой прямую продольную или преломленную волну, которая соответствует слою с повышенной скоростью внутри сланцев. Лучи этой волны близки к горизонтальной линии, поэтому составляющая смещения вдоль оси x должна быть максимальной, в то время как вдоль оси z — близкой к нулю. В связи с этим первая волна на записях Z -компоненты отличается малой амплитудой. Различные направления первых вступлений на записях Z -компоненты могут быть связаны с наличием небольших наклонов оси z сейсмографа, которые могут появляться при его установке. Вследствие этого проекция вектора смещения на ось максимальной чувствительности сейсмографа может иметь различные знаки и при наличии микронеоднородностей в среде, в связи с чем прямая волна на одних расстояниях может подходить к сейсмографу сверху, а на других снизу.

При $x > 4$ м первой регистрируется преломленная волна P_2 , соответствующая слою с большей скоростью, расположенному выше слоя сланцев. Эта волна значительно слабее волны P_1 . Из-за большого различия скоростей в преломляющем слое и подстилающей среде направление лучей преломленной волны близко к вертикали, а горизонтальная составляющая смещения весьма мала. С этим и связана нечеткость первых вступлений волны P_2 на записях X -компоненты, так как преломленная волна P_2 недостаточно интенсивна, чтобы ее можно было выделить как самостоятельную, но в то же время присутствие этой волны искажает вступление последующей волны P_1 .

Полученные данные показывают, что при измерениях скоростей в слоях, скорость распространения сейсмических волн в которых меньше, чем в окружающих, целесообразно проводить записи

компонент X и Z . Сопоставление записей двух компонент позволяет точнее разграничить области регистрации волн, соответствующие исследуемому и вмещающим слоям, и более правильно определить величины скоростей.

Определение скоростей по фазам волны P_1 , зарегистрированной в области последующих вступлений. Измерение скоростей в слое сланцев вдоль направления слоистости может быть проведено по годографам волны P_1 . Если для детального определения скоростей в слое, залегающем в среде со значительно большими скоростями, пользоваться только годографами первых вступлений волны P_1 , то необходимо производить наблюдения на большом числе коротких профилей при различных положениях пунктов взрыва. Возникает вопрос, нельзя ли определять скорости по годографам фаз волны P_1 , зарегистрированной в области последующих вступлений, учитывая, что и здесь эта волна характеризуется сравнительно высокой преобладающей частотой и четко отделена от первой волны P_2 . Анализ годографов показал, что за пределами зоны интерференции волн P_1 и P_2 нагоняющие годографы фаз волны P_1 параллельны нагоняемым годографам первых вступлений этой волны, полученным при более близких пунктах взрыва. Этот результат позволяет сделать важный методический вывод.

Как указывалось выше, для определения скоростей на малых базах ранее использовали только первые вступления волны, зарегистрированной одним или двумя сейсмографами. Полученные данные показывают, что можно проводить параметрические измерения скоростей на малых базах, пользуясь годографами фаз волн, записанных многоканальной аппаратурой не только в области первых вступлений, но и последующих, т. е. применять для параметрических измерений скоростей на малых базах корреляционный метод преломленных волн в его высокочастотной модификации.

Определение граничных скоростей в слое известняков, покрывающем сланцы и не вскрытом штольней. Если при наблюдениях в горных выработках регистрируют преломленные волны, соответствующие слоям с повышенной скоростью, не вскрытым выработкой, появляется возможность определить граничные скорости в этих слоях. Таким путем удалось найти граничную скорость в слое известняков, расположенном над сланцами. Для этого были использованы годографы вступлений и фаз волны P_2 . Нагоняющие годографы вступлений и фаз указанной волны, как правило, параллельны. Это позволяет строить сводный годограф, определять граничную скорость и составлять разрезы обычными способами, применяемыми при интерпретации данных корреляционного метода преломленных волн [73, 107, 143]. Проведенные наблюдения показали, что над сланцами на расстоянии около 1,5 м находится слой с $v_{гр} = 4400$ м/с; граница раздела близка к подошве известняков. Таким образом, при наблюдениях в горных выработках можно производить сейсмическую микроразведку не вскрытой среды, окружающей выработки.

Определение средней скорости в среде, покрывающей сланцы. При взрывах на поверхности земли и установке сейсмографов в штольне одновременно с измерением скорости в сланцах в различных направлениях определяли и среднюю скорость в среде, их покрывающей (см. рис. 1). Величины средних скоростей по данным наблюдений над тремя штольнями при взрывах в 15 пунктах равны 1400—2300 м/с. Ошибка определения этих скоростей, вычисленная по формуле (5), составляет 2—3%.

Величина средней скорости, как видно из рассмотрения индикатрис, построенных при различных положениях пунктов взрыва (см. рис. 1), возрастает по мере удаления ПВ от центра установки сейсмографов. По вертикали под ПВ $v_{\text{ср}}$ близка к 1600 м/с. При удалении пунктов взрыва от центра установки сейсмографов она возрастает до 1800 м/с. В тех случаях, когда расстояние от пункта взрыва до центра установки еще больше увеличивается, $v_{\text{ср}}$ повышается до 2200—2300 м/с.

Возрастание средней скорости систематически наблюдалось при измерениях по обе стороны от одного и того же пункта взрыва. Следовательно, оно обусловлено не горизонтальным градиентом скорости в исследуемой среде, а является функцией расстояния x между ПВ и сейсмографами. Указанное возрастание средней скорости с увеличением расстояния x может быть вызвано либо анизотропией однородной покрывающей среды в отношении скоростей, либо ее слоистостью. Заметим, что если индикатрисы скоростей резко вытянуты вдоль горизонтальной оси, как в рассматриваемом случае (см. рис. 1), то это не может быть объяснено только анизотропией однородной среды. Основным фактором, определяющим форму наблюдаемых индикатрис, является присутствие в среде тонких слоев с повышенной скоростью.

Скоростное строение известняков. По значению средней скорости, определенной вертикально во всей толще пород, покрывающей сланцы, можно при некоторых допущениях относительно скорости в четвертичных отложениях и в глауконитовых песчаниках (см. табл. 1, № 18) оценить среднюю скорость в пласте известняков. Расчеты, сделанные по девяти наблюдениям, проведенным в трех различных штольнях, показали, что величина средней скорости в пласте известняков близка к 2300—2400 м/с. Эта скорость значительно меньше величины $v_{\text{гр}}=4400$ м/с (см. табл. 2, № 6), определенной по данным продольного профилирования в штольне. Следовательно, слой известняков с большой скоростью должен иметь сравнительно небольшую мощность. Присутствие в известняках слоев с повышенной скоростью, кроме данных продольного профилирования в штольнях, подтверждается также непосредственными измерениями. Таким образом, совокупность данных, полученных в штольнях при продольном и поперечном профилировании, позволяет установить, что пласт известняков, покрывающий сланцы, неоднороден в отношении скоростей — в нем имеются слои с большими и меньшими скоростями.

Методические результаты измерений в штольнях. Принятая методика измерений скоростей позволила выполнить следующие:

1) определить скорости в различных направлениях в слое сланцев, в котором непосредственно были установлены сейсмографы;

2) установить слоистое строение этого сравнительно тонкого пласта в отношении скоростей;

3) выяснить граничную скорость и положение в разрезе одного из покрывающих слоев со скоростью большей, чем скорость в сланцах, причем этот слой не был вскрыт штольной;

4) определить средние скорости в покрывающей среде и характер их изменения при перемене расстояния между сейсмографами и пунктами взрыва;

5) установить наличие скоростной неоднородности в пласте известняков, не вскрытом штольной.

3. Измерения скоростей на обнажениях

Условия опытов. Наиболее полная система измерений скоростей проведена на искусственном обнажении — в известняковом карьере. Определения выполнены на вертикальной стенке карьера,

на которой известняки обнажены до глубины 6 м. Мощность покрывающего почвенного слоя составляет 0,2 м. Верхние слои известняков мощностью 0,9 м сильно изменены процессами выветривания; под ними залегают плотные слои известняков. Сейсмографы устанавливали в нишах, выдолбленных в известняках.

Методика измерений. Схема расположения профилей показана на рис. 8. Профиль 1 расположен в наименее трещиноватом пласте известняков, Пр 3 — вблизи основания стенки карьера. Местоположение Пр 4, размещенного вблизи поверхности плотных известняков, выбрано после того, как наблюдениями на Пр 1 уста-

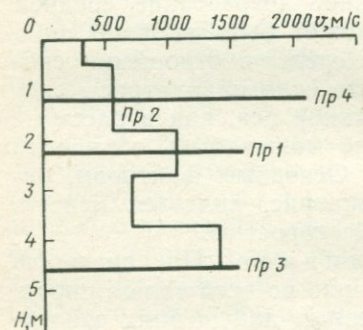


Рис. 8. График скоростей, определенных по продольным профилям в известняках вдоль (Пр 1, 3, 4) и вкрест (Пр 2) направления слоистости

новлено, что в верхней части известняков находится слой с повышенной скоростью. Все профили, за исключением Пр 3, использовались как продольные и поперечные.

При наблюдениях на профилях, расположенных вдоль направления слоистости, запись проводили по компонентам X и Z. Наблюдения с Z-компонентной были поставлены с целью выделения волн, преломленных на границах прослоев с повышенной скоростью. При поперечном профилировании взрывы выполняли в ряде пунктов, расположенных с таким расчетом, чтобы можно было определить скорости в известняках в различных направлениях.

Измерения скоростей вдоль направления слоистости. На профилях, расположенных вдоль направления слоистости в известняках, при малых расстояниях ($x < 5$ м) регистрировалась только одна продольная волна. В случаях $x > 5$ м, как показали наблюдения, проведенные с вертикальными сейсмографами (Z -компонента) на Пр 1, на записях фиксируются волны P_1 и P_2 с различными амплитудами, кажущимися скоростями и направлениями первых вступлений, причем в качестве первой регистрируется волна P_2 с большей v_k и меньшей интенсивностью. Форма записей при взрывах в двух пунктах, рассчитанных на получение нагоняющих систем, весьма сходна. Различие между ними заключается в том, что волны P_1 и P_2 лучше разрешены при взрывах в более удаленном пункте.

Граничная скорость в слое с повышенной скоростью, вычисленная по годографам преломленной волны способом разностного годографа, равна 2400 м/с. Скорость, рассчитанная по годографам прямой волны P_1 , в слое известняков, в котором установлены сейсмографы, составляет 1600—1700 м/с. После того, как вычислили положение в разрезе слоя с повышенной скоростью, проведены наблюдения по профилю 4 для непосредственного измерения скорости в этом слое. По полученным годографам прямых волн рассчитана $v = 2100$ м/с. Некоторое различие в величинах скорости, определенных по годографам преломленных и прямых волн, помимо ошибок измерений может быть объяснено тем, что по годографам преломленных волн скорость вычисляется в тонком прослое с максимальной скоростью, в то время как по годографам прямых волн находится осредненная величина скорости в более мощном пласте. Скорость, рассчитанная по профилю 3, равна 1500 м/с.

Измерения скоростей вкрест направления слоистости. На профиле 2, расположенном вкрест направления слоистости, в качестве первой зарегистрирована прямая продольная волна, скорость которой равна 320 м/с. Эта величина близка к скорости звука в воздухе и характеризует указанный параметр в выветрелых известняках. В нижней части профиля в интервалах глубин 1,15—4,60 м скорость возрастает в диапазоне 550—1400 м/с.

Сопоставление величин скоростей, измеренных вдоль и вкрест направления слоистости в известняках, показало, что последние состоят из слоев с различными значениями скоростей (см. рис. 8). В верхней части разреза залегает слой с повышенной скоростью, равной 2100—2400 м/с. По годографам, построенным по профилям 1 и 4, определено положение в разрезе подошвы и кровли этого слоя. Установлено, что вертикальная мощность h слоя с повышенной скоростью приближенно равна 0,15 м.

Вследствие малой вертикальной мощности слоя с повышенной скоростью его присутствие практически не влияет на ход годографа, полученного при наблюдениях вкрест направления слоистости, и на результаты измерений скоростей в вертикальном

направлении. Слой со скоростью 1600 м/с, залегающий на глубине 2,25 м от поверхности земли, отмечается на годографах профиля 2 по возрастанию кажущейся скорости. Однако величина скорости в этом слое определяется неустойчиво из-за его малой мощности. Скорость в породах, покрывающих и подстилающих указанный слой, составляет 1000—1100 м/с. В нижнем слое известняков, в котором расположен профиль 3, скорость в вертикальном направлении равна 1400 м/с, а в горизонтальном — 1500 м/с. Это свидетельствует о том, что в монолитном слое известняков нет значительной анизотропии скоростей. Данные об отношении величин скоростей, измеренных вдоль и вкрест направления слоистости, приведены в табл. 2.

Измерения скоростей в направлениях, составляющих с ориентацией слоистости различные углы, проведены по поперечным профилям 1, 2 и 4 (см. рис. 8) при различных положениях пунктов взрыва. Скорости определяли по первым вступлениям, которые, как правило, были четкими. Они изменялись в зависимости от расположения профиля относительно пункта взрыва в пределах 390—2300 м/с. Значение средней скорости в верхней части разреза при сравнительно небольших расстояниях x между пунктами взрыва и сейсмографами примерно в 2 раза меньше, чем в нижней части при тех же x . Это согласуется с данными профиля 2, на котором скорости возрастают с увеличением глубины. При более удаленных пунктах взрыва, также расположенных в верхней части разреза, получены большие значения скоростей. Резкое повышение величин скоростей при возрастании расстояния между пунктами взрыва и сейсмографами свидетельствует о слоистом строении среды в отношении скоростей.

Волны, приходящие к сейсмографам первыми при взрывах в удаленных пунктах, являются преломленными, соответствующими тонким прослоям известняков с повышенной скоростью. В таком случае при увеличении расстояния x длина пути в слое с меньшей скоростью остается практически неизменной, а в слое с повышенной скоростью возрастает. Это влечет за собой увеличение средней скорости, рассчитанной по способу, указанному выше.

Индикатрисы, построенные для различных пунктов взрыва при больших углах φ , образуемых направлением взрыв — прибор с вертикальной линией, имеют форму, вытянутую в горизонтальном направлении, и близки к прямолинейным. Такая форма индикатрис характерна для преломленных волн, соответствующих тонкому слою с повышенной скоростью [15], отмеченному при наблюдениях на продольных профилях 1 и 4 (см. рис. 8). Аналогичная форма индикатрис получена при наблюдениях на профиле 2, причем величины средней скорости (~ 1800 м/с) превышают скорость $v = 1500$ м/с, определенную по профилю 3. Это может быть объяснено присутствием слоя с большей скоростью, залегающего ниже линии профиля 3 и поэтому не вскрытого в карьере. Такое предположение согласуется с результатами наблюдений в штоль-

нях, показавшими, что нижние слои известняков обладают повышенной скоростью распространения упругих волн. По геологическим данным на участке карьера эти слои залегают на глубине 7,7—7,8 м, т. е. на 1,7—1,8 м ниже дна карьера.

Принятая методика измерений позволила определить скорости в известняках в различных направлениях, установить, что известняки состоят из слоев с существенно различными скоростями распространения упругих волн, а также выявить тонкие слои с повышенными скоростями.

4. Сейсмогеологические результаты параметрических измерений скоростей

Величины скоростей. Измерения скоростей, проведенные в штольнях, карьерах и на обнажениях, показали, что осадочные породы исследованного района характеризуются сравнительно небольшими скоростями. В отдельных прослоях известняков скорость достигает 4300—4400 м/с, а в других прослоях изменяется в пределах 1000—2300 м/с. Скорости в сланцах равны 800—1700 м/с.

Полученные величины скоростей значительно меньше приведенных в литературе для аналогичных пород силурийского и кембрийского возрастов [52, 180]. Небольшие значения скоростей объясняются следующими основными причинами. Породы рассматриваемого района залегают на малых глубинах (0—20 м). Они не метаморфизованы и по своим физическим свойствам не различаются от пород четвертичного возраста. Поэтому и скорости в них, несмотря на древний возраст, такие же, как в аналогичных породах четвертичного возраста.

Необходимо заметить, что небольшие значения скоростей, полученные в древних известняках и сланцах, вызвали сомнения в том, что зарегистрированные волны являются продольными. В связи с этим с помощью той же аппаратуры и при такой же методике наблюдений были проведены параметрические измерения скоростей в большом гранитном валуне на базе длиной $l = 6$ м. В результате измерений получено $v = 5000$ м/с. Ошибка $\delta v/v$, вычисленная по формуле (10), равна $\mp 3\%$. Этим экспериментом было доказано, что при принятой методике наблюдений действительно регистрируются продольные волны, а малые величины скоростей, полученные при измерениях в известняках и сланцах, объясняются геологическими особенностями района, в котором производился исследование.

О тонких слоях с повышенными скоростями. Измерения скоростей показали, что в известняках и сланцах присутствуют тонкие слои с повышенной скоростью распространения упругих волн. Существование слоев с повышенными скоростями в толще осадочных пород, однородной в литологическом отношении, ранее было доказано путем анализа различий между граничными скоростями, определенными по данным метода

преломленных волн, и пластовыми скоростями, вычисленными по материалам метода отраженных волн или сейсмокаротажа. Приведенные результаты параметрических измерений скоростей в осадочных породах в различных направлениях также указывают на наличие тонких слоев с повышенными скоростями, являющиеся, по-видимому, общей закономерностью сейсмогеологического строения осадочных пород.

Глава III

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ СКОРОСТЕЙ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Скорости в различных метаморфических породах Криворожского железорудного бассейна измеряли на обнажениях, в карьерах глубиной 25 м и шахтах на глубинах 155—270 м. В табл. 3 указаны породы, в которых определяли скорости, приведены условия измерений и величины скоростей. Средняя ошибка определений составила $\sim 5\%$.

1. Некоторые вопросы методики параметрических измерений на малых базах

Использование высокочастотной сейсмики для параметрических наблюдений при изучении метаморфических пород связано с определенными методическими особенностями, которые мы кратко рассмотрим в настоящем разделе.

Зарегистрированные волны. Из рассмотрения сейсмограмм КМПВ, полученных при измерениях как на поверхности земли, так и в шахтах, видно, что в большинстве случаев зарегистрирована одна волна, представляющая собой прямую или преломленную продольную. На некоторых сейсмограммах наблюдалась смена первых волн, связанная с приходом преломленных, соответствующих слоям с повышенной скоростью или с вертикальными границами раздела скоростей. При измерениях скоростей в некоторых горных породах, преимущественно характеризующихся большой скоростью, иногда в области последующих вступлений регистрировалась вторая волна P_2 . Скорость распространения этой волны примерно в 2 раза меньше скорости первой волны P_1 . Особенно отчетливо волну P_2 можно было наблюдать при ударах, причем в этом случае иногда удавалось построить годографы фаз этой волны на сравнительно протяженном участке профиля. Судя по отношению скоростей обеих зарегистрированных волн, можно предполагать, что вторая волна является поперечной или поверхностной. Наличие ее на записях, полученных при просвечивании в шахтах между двумя горными выработками, позволяет считать более вероятным предположение о том, что зарегистрированная волна является поперечной.

№ п/п	Порода	Условия измерения	Число профилей	Ориентировка линии наблюдения, по которой измеряется скорость, относительно направления слоистости	v , м/с
1	2	3	4	5	6
1	Филлиты	На поверхности	1	Вдоль	2800—3000
2	„	То же	1	Под углом $\gamma=70^\circ$	600—740
3	Джеспилиты	„	1	Вдоль	3400
4	„	„	1	Вкрест	1950
5	„	„	1	На плоскости напластования	1600
6	„	В шахте, $H=212$ м	1	Вдоль	4700—5500
7	„	То же	1	Вкрест	4900
8	Джеспилиты, тектонически нарушенные	„	1	„	1900
9	Железистые роговики	На поверхности	1	Вдоль	3000—3300
10	То же	То же	3	Вкрест	650—800
11	Эгриновые роговики	В карьере, $H=25$ м	2	Вдоль	2700—3500
12	То же	В штольне, $H=25$ м	6	„	2500—3300
13	Эгриновые роговики	В штольне, $H=25$ м	3	Вкрест	600—1700
14	То же	В шахте, $H=270$ м	1	Под углом $\gamma=45^\circ$	6000—6500
15	„	То же	1	Вдоль	6600
16	Слюдистые сланцы (сильновыветрелые)	На поверхности	1	„	400
17	Амфиболовые сланцы (разрушенные)	В штольне, $H=15$ м	1	Вкрест	700
18	Амфиболовые сланцы	То же, $H_1=270$ м, $H_2=155$ м	2	„	4200
19	То же	То же	1	Вдоль	4300
20	Руда магнетитовая	В шахте, $H=270$ м	1	„	5200—5600
21	То же	То же	1	Вкрест	5500
22	Руда мармитовая	В шахте, $H=212$ м	1	„	3800
23	То же	То же, $H=210—270$ м	2	Вдоль	3300—4200
24	Гнейсы	На поверхности	3	То же	3500—4200
25	„	То же	1	Вкрест	1700—4000

f_1 (волна P_1), Гц	f_2 (волна P_2), Гц	f_1/f_2	AP_1/AP_2	v_1 (волна P_1) м/с	v_2 (волна P_2), м/с	v_1/v_2
800	500	1,60	0,08—0,10	3500	1800—2000	1,94—1,75
800	500	1,60	0,25 0,07 0,15	4200	2500	1,68
1000	600	1,67	0,10	5500	3300	1,66
900	600	1,50	0,10	5500	3200	1,71

В табл. 4 приведены некоторые данные об отношениях скоростей первой и второй волн при измерениях в различных породах и их преобладающих частот. Как видно, отношения f_1/f_2 преобладающих частот волн P_1 и P_2 близки к отношениям v_1/v_2 скоростей. Это согласуется с данными, приведенными в работах [61, 119], для записей волн, возбужденных взрывами, на расстояниях 5—240 км.

Во всех случаях, когда была зарегистрирована волна P_2 , она значительно быстрее затухала с увеличением расстояния, чем волна P_1 . Вблизи от ПВ волна P_2 иногда характеризовалась большей интенсивностью, чем волна P_1 , но при удалении амплитуда волны P_2 часто настолько сильно уменьшалась, что ее уже нельзя было выделить на записях. В связи со значительным затуханием волны P_2 интервал ее коррелируемости большей частью был сравнительно небольшим. Качественные экспериментальные результаты о более сильном затухании с возрастанием расстояния поперечных (или поверхностных) волн по сравнению с продольными согласуются с данными теории [59, 177].

Следует также подчеркнуть, что при наблюдениях в породах с малыми скоростями волну P_2 нельзя выделить на записях. Это вероятно связано с тем, что породы с меньшими скоростями часто характеризуются большими коэффициентами поглощения. Поэтому волна P_2 , сильно затухающая с расстоянием также в породах со слабыми поглощающими свойствами, не может быть выделена на записях при наблюдениях в породах со значительным поглощением.

Преобладающие частоты продольных волн. При измерениях в различных породах и на разных глубинах преобладающие частоты продольных волн изменялись в сравнительно широких пределах. Величины этих частот, полученные при измерениях в условиях неизменной фильтрующей способности аппаратуры, приведены в табл. 4. В некоторых случаях преобладающую частоту не удалось определить по сейсмограммам вследствие наложения высокочастотных компонент волны на низкочастотные и интерференции различных волн.

Сравнение преобладающих частот колебаний при измерениях вблизи поверхности земли и в шахте. Сопоставление преобладающих частот колебаний, оп-

ределенных в джеспилитах на обнажениях и в шахте, а также в карьере (эгириновые роговики) на глубине 25 м от поверхности земли и в шахте, показывает, что их величины на глубине выше, чем у поверхности земли. В шахте при расстояниях $x = 10 \div 15$ м и больше преобладающая частота колебаний часто достигает 500—600 Гц, в то время как при наблюдениях на поверхности земли и в карьере с теми же x она нередко не превышает 200—300 Гц. Это объясняется тем, что породы на глубине 150—250 м значительно более монолитны, менее выветрены и трещиноваты, чем вблизи поверхности земли. Вследствие этого более благоприятные условия для возбуждения высокочастотных компонент колебаний и их распространения, так как поглощение в монолитных породах значительно меньше, чем в выветрелых и трещиноватых вблизи поверхности земли.

Зависимость преобладающей частоты колебаний от ориентировки линии наблюдений относительно направления слоистости. При измерениях скоростей вблизи поверхности земли величины преобладающих частот колебаний в некоторых метаморфических породах, например в эгириновых роговиках, существенно зависят от ориентировки линии наблюдений относительно направления слоистости пород. Если профили наблюдений ориентированы вдоль направления слоистости пород, то преобладающие частоты значительно выше и медленнее изменяются при удалении от ПВ, чем на профилях, идущих вкрест направления слоистости. Это показывает, что высокочастотные компоненты волны быстрее затухают с увеличением расстояния x вкрест направления слоистости пород, чем вдоль нее. Указанная зависимость затухания от направления слоистости (квазианізотропия затухания) может быть объяснена следующим образом.

При наблюдениях вдоль направления слоистости регистрируется преломленная волна, связанная с одним из слоев, характеризующимся наибольшей скоростью по сравнению с другими слоями, расположенными вблизи. Часто слои с большими скоростями характеризуются также меньшим поглощением. В случае измерений вкрест направления слоистости фиксируются волны, прошедшие через ряд слоев и, следовательно, претерпевшие отражение и преломление на большом числе границ раздела. В результате отражений на границах раздела слоев, характеризующихся малой мощностью, спектр проходящей волны относительно обогащается низкочастотными компонентами. Эти результаты качественно хорошо согласуются с данными теоретического рассмотрения особенностей распространения акустических волн в средах, состоящих из периодически чередующихся слоев с различными скоростями. В работах [50, 51, 147] показано, что среды с периодической структурой для проходящих волн служат низкочастотным фильтром даже в тех случаях, когда слои, участвующие в их строении, являются непоглощающими.

При измерениях скоростей в шахтах зависимость преобладающей частоты от ориентировки профиля относительно направле-

ния слоистости отмечена лишь в очень небольшой степени в сравнительно рыхлой мартитовой руде. В случае определения скоростей в плотных породах (магнетитовая руда, эгириновые роговики и др.), залегающих в шахтах, величины преобладающих частот волн практически не зависели от ориентировки профиля относительно направления слоистости. Это связано с тем, что в метаморфических породах, расположенных на большой глубине, практически отсутствует слоистость в отношении скоростей, которая так резко выражена в породах, находящихся у поверхности земли.

2. Измерения скоростей на обнажениях и в неглубоком карьере

На обнажениях скорости определяли по продольным профилям, расположенным на горизонтальной поверхности или на вертикальной стенке обнажения, и по поперечным профилям. В последнем случае ПВ находился на той же поверхности обнажения, что и линия профиля.

В карьере большая часть профилей размещалась в штольнях, пройденных из карьера и секущих породы вкрест направления слоистости (рис. 9, Пр 6—8, 12); часть измерений произведена на вертикальных стенках карьера. Наблюдения выполняли как на продольных профилях при взрывах в той же штольне, так и на поперечных при взрывах в другой штольне, расположенной на расстоянии 22—24 м от той, где находились сейсмографы. При этом определяли средние скорости во всей толще пород между двумя штольнями в различных направлениях, расположенных в одной горизонтальной плоскости. Кроме того, проводили взрывы над штольней у поверхности метаморфических пород для определения средней скорости в вертикальном направлении от поверхности метаморфических пород до глубины штольни.

При измерениях скоростей на обнажениях и в карьере пришлось ограничиваться сравнительно небольшими расстояниями x между сейсмографами и ПВ (15—25 м) в связи с тем, что высокочастотные компоненты волн, как уже указывалось, быстро затухают с расстоянием. Поэтому при больших расстояниях точность отсчета времен первых вступлений и соответственно точность измерения скоростей понижались.

Определение скоростей по продольным годографам вступлений и фаз. В отличие от измерений скоростей в осадочных породах, где наблюдались смены первых волн, отвечающих слоям с различными скоростями, при определении v в метаморфических породах в большинстве случаев прослеживалась одна волна. Скорость по продольным профилям определяли по годографам первых вступлений. Нагоняющие годографы первых вступлений, полученные на различных профилях, в основном практически параллельны, что свидетельствует об отсутствии значительного проникания сейсмической энергии в толщу метаморфических пород. Параллельность нагоняющих годографов позволяет построить сводный годограф и произвести непрерывное определе-

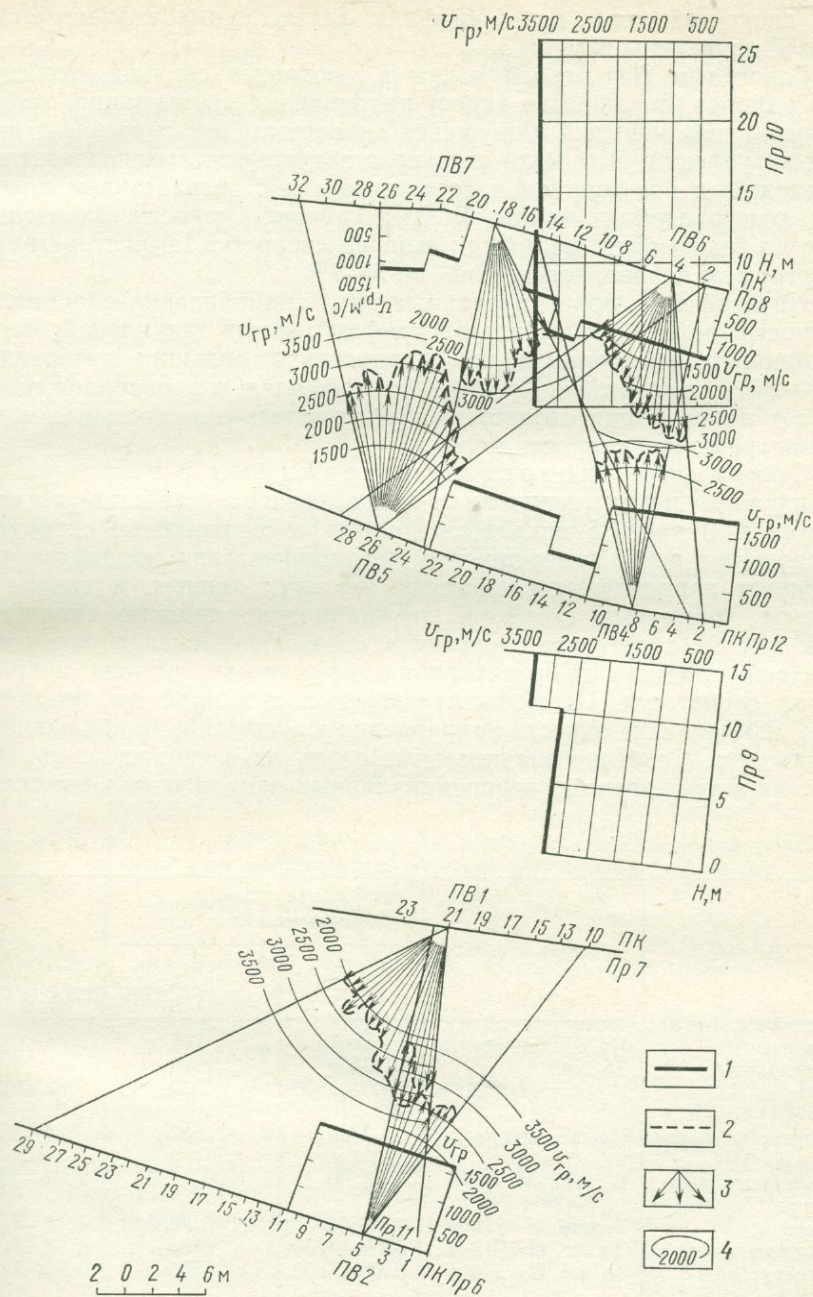


Рис. 9. Кривые граничных скоростей и индикатрисы средних скоростей, полученные при измерениях в роговиках в карьере и в штольнях.

1 — граничная скорость; 2 — индикатриса; 3 — значения скоростей в различных азимутах; 4 — линии равных скоростей

ние скоростей вдоль всего профиля. Вычисленные величины скоростей приведены в табл. 3.

Годографы фаз первой волны в некоторых случаях, особенно при измерениях скорости вкрест направления простираия, характеризовались меньшей кажущейся скоростью, чем годографы первых вступлений. Это было связано с затуханием высокочастотных компонент с расстоянием и соответственно с возрастанием преобладающего периода волны. В этих случаях скорости, определяемые по годографам фаз, были меньше скоростей, вычисленных по годографам первых вступлений, на 5—7%.

На профилях, ориентированных вдоль направления слоистости, скорости, определенные по годографам первых вступлений, часто сохранялись постоянными на сравнительно больших интервалах (20—25 м; см. рис. 9, Пр 10). На профилях же, расположенных вкрест направления слоистости, наблюдались значительные изменения граничной скорости пород.

Сравнение скоростей, измеренных в различных направлениях, относительно направления слоистости. В табл. 5 приведены данные о соотношении скоростей продольных волн, измеренных в метаморфических породах вдоль и вкрест направления слоистости. Из этих данных, а также из кривых граничных скоростей и индикатрис средних скоростей (см. рис. 9) видно, что скорости в метаморфических породах существенно зависят от ориентировки профиля относительно направления слоистости. Наименьшие значения скоростей наблюдаются при измерениях вкрест направления слоистости, наибольшие — вдоль него. Особенно значительные различия в скоростях, определенных в двух взаимно перпендикулярных направлениях, отмечены

Таблица 5

Порода	Условия измерения	Скорость относительно направления слоистости		$\frac{v_{\parallel}}{v_{\perp}}$
		v_{\parallel} , м/с	v_{\perp} , м/с	
Филлиты	На обнажении	2800	700	4,00
Джеспилиты	То же	3400	1950	1,74
„	В шахте, $H=212$ м	5000—5500	4900	1,02—1,12
Железистые роговики	На обнажении	3300	800	4,13
Эгириновые роговики	В штольне, $H=25$ м	3500	1200—1700	2,91—2,06
То же	То же, $H=270$ м	6600	6000—6500	1,10—1,02
Маритовая руда	То же, $H=212$ м	3300—4200	3800	0,87—1,10
Магнетитовая руда	То же, $H=270$ м	5200—5600	5500	0,95—1,02
Амфиболовые сланцы	То же, $H_1=155$, $H_2=270$ м	4300	4200	1,02
Гнейсы	На обнажении	4000	1700—4000	2,35—1,00

в роговиках железистых и эгриновых и в филлитах. Меньше они для джеспилитов и со всем малы для гнейсов.

Резко выраженная зависимость скорости от ориентировки профиля относительно направления слоистости, полученная в роговиках и филлитах при различных расположениях профилей и пунктов взрыва, и близкая к прямолинейной форма индикатрис средних скоростей могут быть объяснены тонкослоистой структурой этих пород в отношении скоростей. Тонкие слои с повышенными скоростями периодически чередуются со слоями с меньшими скоростями, вследствие чего скорости, измеренные вдоль направления

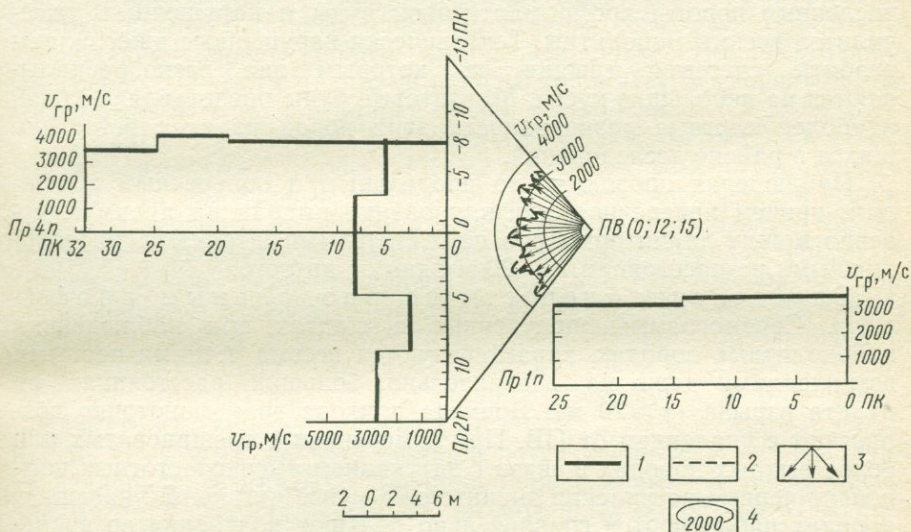


Рис. 10. Кривые граничных скоростей и индикатрисы средних скоростей, полученные при наблюдениях на обнаженной поверхности гнейсов.

Условные обозначения те же, что и на рис. 9

слоистости, значительно больше тех, которые определены вкрест этого направления.

Измерения скоростей в гнейсах (рис. 10) показывают, что они имеют иное скоростное строение, чем роговики (см. рис. 9) и филлиты. В гнейсах отсутствует ярко выраженная зависимость скорости от ориентировки линии профиля относительно направления слоистости, наблюдающаяся в роговиках. Например, скорости, определенные вдоль направления слоистости (Пр 4п) и вкрест (Пр 2п) вблизи точки пересечения обоих профилей (см. рис. 10), одинаковы и равны 3800 м/с. Индикатриса скоростей, полученная на этом участке, не похожа на индикатрисы, показанные на рис. 9. Это можно объяснить тем, что в гнейсах в отличие от роговиков и филлитов отсутствует периодическое переслаивание тонких слоев с повышенными скоростями и более мощных слоев с малыми скоростями. Как видно из кривых скоростей (см. рис. 10); в гнейсах

имеются зоны с пониженной и повышенной скоростями, но они связаны с наличием неоднородностей локального характера, а не структурного.

3. Измерения скоростей в шахтах

Скорости в шахтах определяли на глубинах 155—270 м в следующих метаморфических породах: магнетитовой руде, эгириновых роговиках, амфиболо-магнетитовых сланцах, джеспилитах (плотных и тектонически нарушенных) и в мартитовой руде. Все перечисленные породы кроме мартитовой руды и нарушенных джеспилитов весьма монолитны. Тектонически нарушенные джеспилиты разбиты системой трещин, по которым они легко раскалываются на небольшие куски. Мартитовые руды представляют собой наиболее плотные разновидности этих пород из всех встречающихся в районе исследований.

Наблюдения проводили по продольным и поперечным профилям, причем поперечное профилирование выполняли преимущественно между двумя примерно параллельными штреками, расположенными на расстоянии 15—20 м один от другого.

Определение скорости по продольным профилям. Сейсмограммы, полученные в шахтах при наблюдениях в монолитных породах, характеризуются весьма четкими первыми вступлениями даже на сравнительно больших расстояниях от пункта взрыва ($x \geq 20$ м). Времена прихода волн монотонно возрастают с удалением от ПВ. При измерениях в трещиноватых или более рыхлых породах в связи с затуханием высокочастотных компонент первые вступления значительно менее четкие. В указанных породах наблюдаются сравнительно большие колебания во временах прихода волн.

Годографы вступлений и фаз продольной волны P_1 при измерениях во всех породах кроме тектонически нарушенных джеспилитов и некоторых участков мартитовой руды характеризуются регулярной формой при различной ориентировке профиля относительно направления слоистости пород. На сравнительно протяженных участках профиля эти годографы можно аппроксимировать прямыми линиями. Годографы практически параллельны. Это связано с тем, что преобладающий период волны сохраняется неизменным вследствие слабого затухания высокочастотных компонент с расстоянием. Поэтому различия в скоростях, определяемых по годографам вступлений и фаз, невелики и не превышают 1—2%.

Годографы, полученные на профилях, расположенных вкрест направления слоистости пород на участках залегания тектонически нарушенных джеспилитов и мартитовой руды, характеризуются нерегулярной формой. Это связано с тем, что скорости в этих породах изменяются в больших пределах, чем в более монолитных породах, а в рыхлых трещиноватых породах условия установки сейсмографов могут быть существенно различными в разных точ-

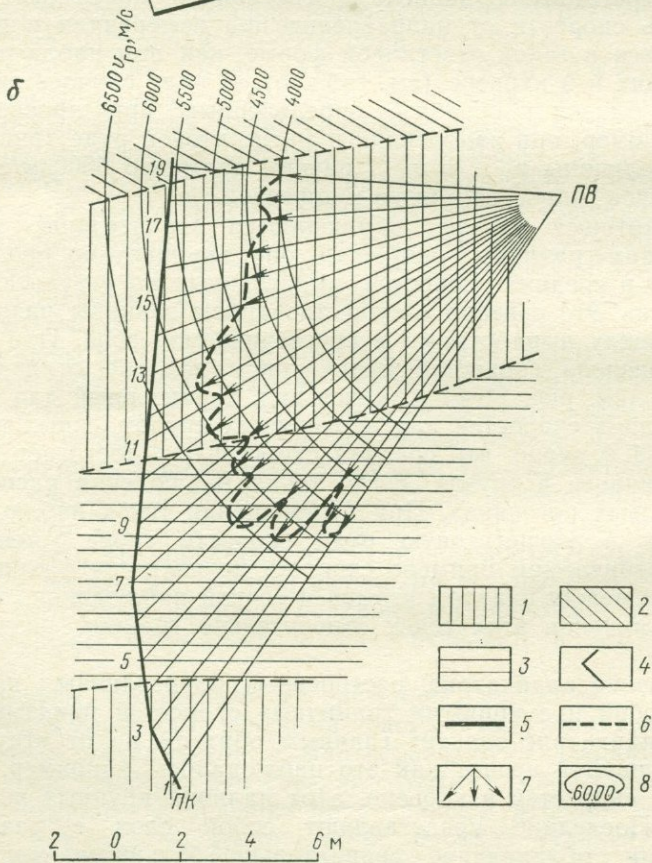
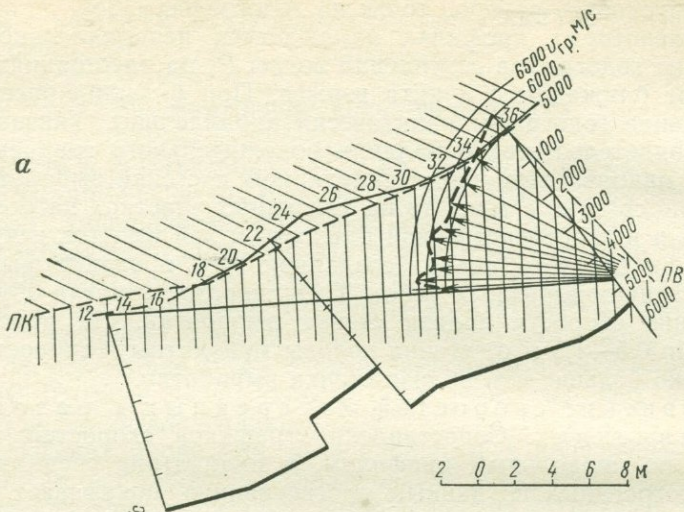
ках профиля. Различия в условиях установки сейсмографов также могут обусловить разброс точек на годографах [135].

На некоторых профилях наблюдается непараллельность нагоняющих годографов вступлений волны P_1 на расстояниях $x=1 \div 4$ м от ближайшего пункта взрыва. При больших расстояниях нагоняющие годографы практически параллельны. Указанное явление свидетельствует о наличии положительного градиента скорости в направлении, перпендикулярном к стенке выработки. Это возможно связано с тем, что на указанных участках на стенке выработки и в непосредственной близости к ней имеется искусственная трещиноватость пород, созданная при проходке выработки с применением взрывных работ. Трещиноватость могла обусловить понижение скорости вблизи стенки выработки. На расстояниях примерно 0,5—1,5 м от стенки породы монолитны и скорость в них несколько больше, чем вблизи стенки выработки.

Сравнение скоростей, измеренных в различных направлениях. Сопоставление графиков скоростей, определенных по продольным профилям, и индикатрис средних скоростей, построенных по данным просвечивания, показывает, что зависимость скорости от направления при измерениях в шахте не проявляется в такой отчетливой форме, как при наблюдениях на обнажениях и в карьере (см. табл. 5). В ряде случаев граничные скорости близки к средним, определенным при просвечивании. Так, например, при измерениях в магнетитовой руде (рис. 11) получены величины v_{\parallel} и v_{\perp} , равные примерно 5500 м/с, причем индикатриса скоростей близка к круговой.

В некоторых случаях наблюдаются значительные различия в величинах граничных скоростей, определенных по продольному профилю, и средних скоростей, вычисленных по результатам просвечивания. Это связано с существованием границы раздела скоростей между выработками в просвечиваемой зоне. При наличии границ раздела скоростей индикатрисы заметно отличаются от круговых (см. рис. 11, б) и имеют вид, характерный для индикатрисы средних скоростей для проходящих преломленных волн [29]. Из рис. 11, б видно, что средняя скорость $v_{\text{ср}}$ достигает наибольшей величины в случаях, когда точки наблюдения расположены в эгириновых роговиках. При перемещении точек наблюдения из роговиков в магнетитовую руду скорость снова уменьшается. В рассматриваемом примере скорость не является функцией расстояния x между пунктом взрыва и точкой наблюдения, а зависит от расположения этих точек относительно границы раздела скоростей.

Сравнение индикатрис, построенных по различным профилям, между собой и с кривыми граничных скоростей показывает, что форма индикатрис зависит главным образом не от структурных неоднородностей среды, как это наблюдалось, например, при измерениях скоростей в карьере, а от наличия крупных неоднородностей. Последние представляют собой слои с различными скоростями, обладающие сравнительно большими мощностями



(несколько метров). При частотах $f=700\div 800$ Гц и скоростях $v=5000\div 6000$ м/с такие мощности слоев соизмеримы с преобладающей длиной используемых волн.

Величина скоростей в различных породах. Проведенные измерения показали, что на глубинах 155—270 м метаморфические породы за исключением тектонически нарушенных джеспилитов и мартитовой руды обладают большими скоростями. Как видно из данных, приведенных в табл. 3, наибольшие скорости из всех пород, в которых производились измерения, имеют эгириновые роговики ($v_{cp}=6000\div 6500$ м/с) и магнетитовая руда ($v_{гр}=5200\div 5600$ м/с, $v_{cp}=5500$ м/с). Величины скоростей в этих породах устойчивы; только вблизи линий контактов с другими породами, например с амфиболовыми сланцами, получены несколько меньшие значения. Минимальной скоростью из всех метаморфических пород характеризуются тектонически нарушенные джеспилиты ($v_{гр}=1900$ м/с), что связано с их значительной трещиноватостью.

4. Сейсмогеологические результаты параметрических измерений скоростей

Скорости в метаморфических и кристаллических породах, залегающих на небольших глубинах, изменяются в широких пределах — 2000—7000 м/с. Преобладающие величины граничных скоростей на участках, сложенных сланцами и железистыми роговиками, составляют 4000—5000 м/с, а гнейсами и гранитами — 4500—6000 м/с.

Для вертикально-слоистых пород характерно наличие слоев с малой горизонтальной мощностью $h=50\div 250$ м, имеющих постоянные величины граничной скорости.

Сопоставление значений скоростей продольных волн, измеренных в различных метаморфических породах на поверхности земли и в шахтах, показывает, что скорости вблизи поверхности земли значительно меньше, чем на глубинах 150 м и больше. Это объясняется тем, что породы в верхней части разреза значительно изменены процессами выветривания и окисления. Так, например, в верхней части толщ джеспилитов, имеющих мощность по вертикали $h=13$ м, скорость равна 1600 м/с, в то время как при измерениях в таких же породах в шахтах были определены величины скоростей, равные примерно 5000 м/с.

При наблюдениях вблизи поверхности земли было установлено, что величины скоростей, измеренные в одной и той же метаморфической породе на соседних участках, могут сильно различаться. Скорости же, определенные в тех же породах в шахте и

Рис. 11. Графики граничных скоростей и индикатрисы средних скоростей, полученные в магнетитовой руде при наблюдениях в шахте (а), а также в случае наличия границ раздела (б).

1 — магнетитовая руда; 2 — амфиболо-магнетитовые сланцы; 3 — роговики эгириновые; 4 — профили; 5 — граничная скорость; 6 — индикатриса; 7 — значения скоростей в различных азимутах; 8 — линии равных скоростей

различных выработках, характеризуются устойчивыми значениями; исключение в рассмотренных случаях составляют только нарушенные джеспилиты.

При измерениях в шахте, как правило, не наблюдалось систематической зависимости скорости от ориентировки профиля относительно направления слоистости, которая была отмечена в таких же породах вблизи поверхности земли. Например, в эгириновых роговиках отношение скоростей, определенных вдоль и в крест направления слоистости, вблизи поверхности земли близко к трем, а в шахте — к единице.

Индикатрисы средних скоростей, полученные в шахте на участках, где отсутствуют границы раздела различных пород, близки к круговым и резко различаются от практически прямолинейных индикатрис при измерениях в метаморфических породах вблизи поверхности земли. Это свидетельствует о том, что тонкая слоистость в отношении скоростей, присущая метаморфическим породам вблизи поверхности земли, практически уже отсутствует на глубинах $H \geq 150$ м. Указанная особенность так же, как и отмеченное ранее различие в величинах скоростей, связана с тем, что на таких глубинах породы в значительно меньшей степени подвергались процессам выветривания и окисления, существенно изменившим отложения вблизи земной поверхности.

Процессы выветривания, по-видимому, в различной степени влияют на литологически разнородные тонкие прослои, участвующие в структуре метаморфических пород (например, в случае роговиков на силикатные и железистые прослои). Прослои одного типа сильнее разрушаются при выветривании, чем другого типа. Вследствие этого и образуется тонкослоистая среда, состоящая из периодически чередующихся прослоев с резко различными скоростями. Для нее характерна отчетливо выраженная зависимость скорости от направления, отмеченная при наблюдениях в карьере и на обнажениях метаморфических пород.

5. Результаты определения граничных скоростей

Граничные скорости в различных метаморфических породах. В табл. 6 приведены результаты измерения граничных скоростей в различных породах, полученные на участках с известным геологическим строением. Сюда включены только те значения $v_{гр}$, для которых относительная погрешность $\delta v_{гр}/v_{гр}$, вычисленная по формуле (10), не превышала $\pm 10\%$; для большей части определений $|\delta v_{гр}/v_{гр}| \leq 5\%$. Из табл. 6 можно сделать следующие выводы относительно граничных скоростей в различных метаморфических и кристаллических породах.

1. В одних и тех же метаморфических породах, участвующих в строении сланцево-железородных полос, скорости изменяются в широких пределах даже при практически неизменной глубине их залегания. Так, например, в графитовых сланцах $v_{гр}$ изменяются в пределах 2000—4400 м/с, в железистых роговиках 2550—6600 м/с

Таблица 6

Порода	Глубина, м	$v_{гр}$, м/с	Ориентировка профиля относительно направления простира-ния слоев
Аркозовые песчаники	38	6300	Вкрест
Филлитовидные сланцы	0,5—1,5	3000—4000	Вдоль
То же	56	4500	Вкрест
Филлитовидные сланцы и ар- козовые песчаники	34	4600	„
Кварциты	30	2300—3900	„
„	35	3600—5500	„
„	38	3700—6300	„
„	63	3000—6000	„
Железистые роговики	32	2550—4100	„
То же	55	3000—4900	„
„	66	3600—5200	„
„	10—20	3500—4000	Вдоль
„	32	4800—6600	„
Амфиболовые сланцы	28	4100—4850	Вкрест
Графитовые сланцы	30	2800	„
То же	40	4400	„
„	10—20	2000	Вдоль
Гнейсы	38	4500	Вкрест
„	54	5500—6500	„
Граниты	32	5500—6500	„
„	40	6000—6500	Вдоль

и т. п. Даже на одних и тех же участках в слое пород, однородном в литологическом отношении, выделяются прослой с повышенными и пониженными скоростями, т. е. для литологически однородных метаморфических пород столь же характерна значительная скоростная дифференциация, как и для осадочных пород.

2. Метаморфические породы в большинстве случаев характеризуются близкими диапазонами величин скоростей. Только у графитовых сланцев $v_{гр}$ понижены по сравнению с другими породами.

3. Граниты и гнейсы, контактирующие с породами сланцево-железородных пород, имеют большие величины граничных скоростей (4500—6500 м/с).

4. Метаморфические сланцы и железистые породы характеризуются большей скоростной неоднородностью, чем граниты и гнейсы. В то же время величины граничных скоростей в различных породах сланцево-железородной формации часто близки к $v_{гр}$ в гранитах и гнейсах.

Таким образом, по величинам граничных скоростей за редким исключением нельзя определить литологический состав метаморфических и кристаллических пород на участках с неизвестным геологическим строением, так как они в каждой из пород могут изменяться в широких пределах и диапазоны возможных значений скоростей для различных пород близки. Поэтому при дальнейшем

рассмотрении данных о граничных скоростях, полученных на участках как с известным, так и с неизвестным геологическим строением, разделим их на следующие группы:

- 1) соответствующие зонам, где наблюдаются частые смены волн (аномальные участки);
- 2) полученные на площадях, где смены волн либо отсутствуют, либо встречаются редко и волны не коррелируются от одного профиля к другому (внеаномальные участки).

Результаты определения граничных скоростей на аномальных и внеаномальных участках приведены на рис. 5. Здесь по оси абсцисс даны размеры интервала l ,

в пределах которого определяемая граничная скорость постоянна. Из рис. 5 и табл. 6 видно, что величины скоростей в исследуемых метаморфических и кристаллических породах изменяются в широких пределах (2000—7000 м/с). Значения $v_{гр} < 3000$ м/с приурочены к участкам, где метаморфические и кристаллические породы изменены процессами выветривания.

Для нахождения преобладающих величин граничных скоростей построено распределение величин $v_{гр}$ для аномальных и внеаномальных участков, показанные на рис. 12. При построении рис. 12 по оси абсцисс отложены величины

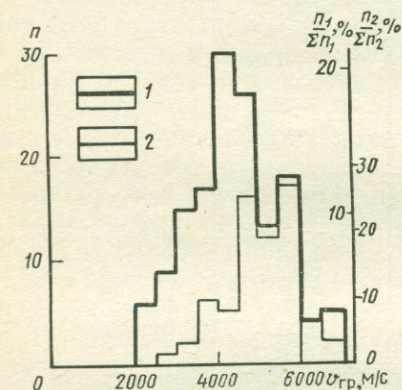


Рис. 12. Распределение величин граничных скоростей для аномальных n_1 и внеаномальных n_2 участков.

$$1 - n_1, n_1 / \sum n_1; 2 - n_2, n_2 / \sum n_2$$

ны граничных скоростей, а по осям ординат — абсолютное число n_i ($i=1; 2$) определений в различных интервалах значений $v_{гр}$, взятых через 500 м/с, и отношение числа определений в каждом интервале значений $v_{гр}$ к общему их числу.

Как видно из рис. 12, на аномальных участках преобладающие величины граничной скорости равны 4000—5000 м/с, а на внеаномальных — 4500—6000 м/с. Разброс значений $v_{гр}$ на аномальных участках больше, чем на внеаномальных. Для первых на преобладающие величины $v_{гр}=4000 \div 4500$ м/с приходится около 20%, а на $v_{гр}=4500 \div 5000$ м/с — около 18% всех определений, т. е. всего примерно 38%. На некоторые интервалы значений $v_{гр}$, отличающиеся от преобладающих величин, также приходится сравнительно большая часть. Например, для $v_{гр}=5500 \div 6000$ м/с $n=13\%$. Кривая сравнительно медленно спадает в области значений $v_{гр} < 4000$ м/с.

Для внеаномальных участков на преобладающие величины $v_{гр}=4500 \div 6000$ м/с приходится до 71% от $\sum n$, а на каждый интервал $v_{гр}$, различающийся от интервала преобладающих значений $v_{гр}$ — менее 10%. Кривая $v_{гр}$ для этих участков довольно быстро

спадает в области значений $v_{гр} < 4500$ м/с. Это означает, что малые величины $v_{гр}$ сравнительно редко встречаются на внеаномальных участках, сложенных гранитами и гнейсами.

Горизонтальная мощность слоев, характеризующихся постоянной граничной скоростью. Размер l интервала, на котором $v_{гр}$ постоянна, характеризует горизонтальную мощность h вертикальных слоев с постоянной граничной скоростью (см. рис. 5). Однако на некоторых участках, главным образом внеаномальных, профиль пересекает только одну границу слоя с постоянной $v_{гр}$. Положение второй границы в таких случаях не может быть определено и поэтому полученное значение h характеризует не истинную горизонтальную мощность слоя, а минимально возможную. Следовательно, определяемые величины $v_{гр}$ частично зависят также и от принятой методики наблюдений. На рис. 5 показаны все значения $v_{гр}$ и l , полученные в результате интерпретации продольных годографов, когда профиль пересекает обе границы вертикального слоя и только одну границу этого слоя.

На рис. 6 приведены значения $v_{гр}$ и l лишь для тех случаев, когда профиль пересекает обе границы слоя. Рис. 6 позволяет судить об истинных мощностях вертикальных слоев с постоянными скоростями, а рис. 5 — об истинных и о минимально возможных. Как уже отмечалось, на внеаномальных участках из-за недостаточной длины профилей полная горизонтальная мощность слоев в ряде случаев не могла быть определена. Поэтому рис. 5 и 6 не дают представления о максимально возможных величинах горизонтальной мощности вертикальных слоев на внеаномальных участках.

Для определения преобладающих величин горизонтальной мощности h вертикальных слоев на рис. 13 представлено распределение величин h , составленное по данным рис. 5 и 6. Интервал значений l выбран равным 50 м. Как видно из рис. 13, графики a и b достаточно близки друг к другу, и, следовательно, учет случаев, когда определена не истинная, а минимально возможная мощность слоев, существенно не изменяет закона распределения величин h . На аномальных участках слои характеризуются преимущественно малыми горизонтальными мощностями. Преобладающие

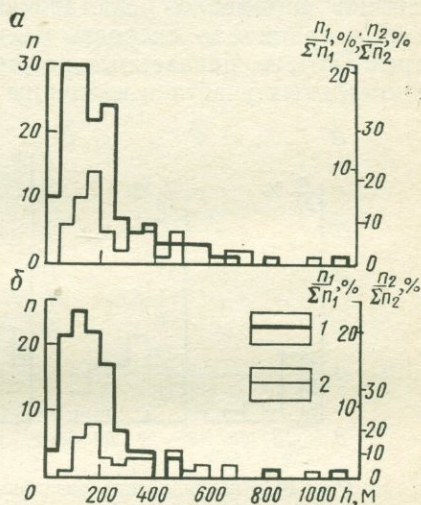


Рис. 13. Распределение величин горизонтальной мощности слоев с постоянными граничными скоростями, составленное по рис. 5 (а) и 6 (б).

n_1 — аномальные участки; n_2 — внеаномальные участки; $1 - n_1, n_1 / \sum n_1$; $2 - n_2, n_2 / \sum n_2$

значения мощности h слоя находятся в пределах 50—250 м, причем в указанном интервале заключено до 73% общего числа определений. Важно подчеркнуть, что на аномальных участках получено весьма небольшое число определений сравнительно больших величин, $h > 250$ м. На аномальных участках в отличие от внеаномальных это нельзя объяснить методикой наблюдений, так как длина профилей нередко достигала нескольких километров. Несмотря на значительную длину профилей, здесь почти не было отмечено интервалов достаточно большой протяженности, на которых граничная скорость была бы постоянна. За исключением трех случаев, показанных на рис. 13, б ($h = 800; 950; 1100$ м), для аномальных участков величины $h < 500$ м.

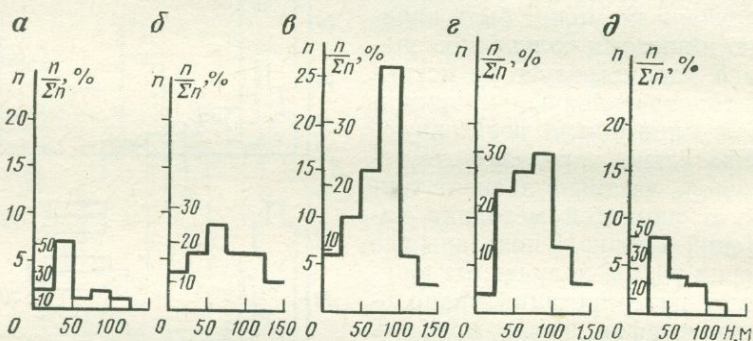


Рис. 14. Распределение различных величин $v_{гр}$ по глубинам залегания преломляющей границы H .

Значения $v_{гр}$, м/с: а — 2000—3000, б — 3000—4000, в — 4000—5000, г — 5000—6000, д — 6000—7000

Отметим также, что число определений $v_{гр}$ с малой мощностью h вертикальных слоев заведомо занижено из-за недостаточной точности и устойчивости определения $v_{гр}$ в тонких слоях. На рис. 5 и 6 не были учтены случаи, когда при малой горизонтальной мощности слоя имеется значительный разброс точек на годографе, построенном вдоль преломляющей границы, так как тогда $v_{гр}$ определяется неустойчиво.

Зависимость граничной скорости от глубины залегания преломляющей границы. На рис. 14 показано распределение значений $v_{гр}$, определенных вдоль поверхности метаморфических и кристаллических пород, по глубинам H . Видно, что на графике (см. рис. 14, а), построенном для малых величин скоростей ($v_{гр} = 2000 \div 3000$ м/с), максимальные значения n соответствуют глубинам 25—50 м, т. е. небольшие значения $v_{гр}$ приурочены главным образом к малым глубинам. С увеличением $v_{гр}$ максимальные значения n перемещаются в область больших глубин; при $v_{гр} = 3000 \div 4000$ м/с (см. рис. 14, б) n_{max} приурочены к глубинам 50—75 м, а в случае $v_{гр} = 4000 \div 5000$ м/с (см. рис. 14, в) n_{max} приходится к глубины 75—100 м. С дальнейшим увеличением

граничной скорости область максимальных значений n сначала становится более широкой и захватывает сравнительно большую область глубин (см. рис. 14, *г*; при $v_{гр} = 5000 \div 6000$ м/с область максимума расположена на глубинах 25—100 м), а затем перемещается в зону малых глубин (см. рис. 14, *д*; при $v_{гр} = 6000 \div 7000$ м/с максимум находится на глубинах 25—50 м).

Итак, к малым глубинам ($H \leq 50$ м) приурочены в основном наименьшие либо наибольшие значения граничных скоростей. Это можно объяснить следующим образом. При небольшой глубине залегания пород с $v_{гр} = 4000 \div 4500$ м/с породы в сильной мере подвергались процессам окисления и выщелачивания, обусловившим

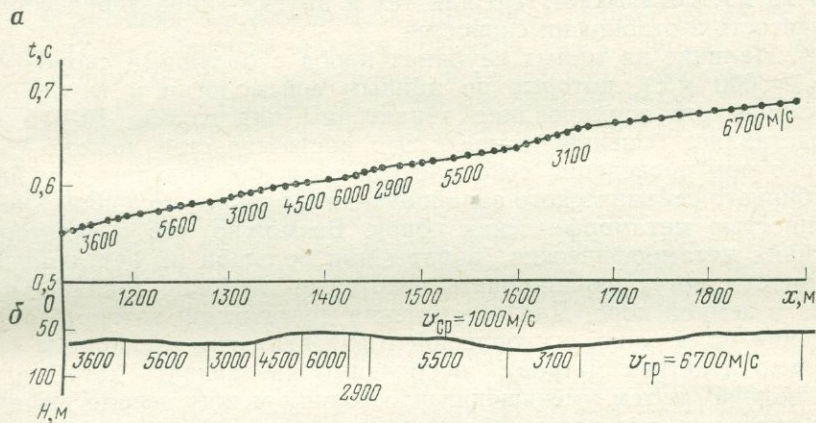


Рис. 15. Географ, построенный вдоль преломляющей границы (а), и сейсмический разрез (б)

изменение их упругих свойств. В этих условиях в верхней части отложений образовалась зона с пониженными значениями $v_{гр} \leq 3000$ м/с, приуроченными к малым глубинам. Породы с большими граничными скоростями $v_{гр} = 5000 \div 7000$ м/с весьма монолитны и в меньшей степени подвержены процессам выветривания, чем отложения с меньшими скоростями. В связи с этим их упругие свойства изменяются в меньшей степени. Поэтому они подняты в рельефе кристаллических пород.

Отложения со средними значениями скоростей (3000—5000 м/с) приурочены к несколько бóльшим глубинам залегания — 50—100 м. Отметим, что породы с $v_{гр} = 3000 \div 4000$ м/с, непосредственно контактирующие с осадками, имеющими $v_{гр} = 4000 \div 5000$ м/с, часто относятся к пониженным частям рельефа кристаллических пород (рис. 15), что связано с более интенсивным их размывом.

Методические и физические выводы по настоящей главе можно сформулировать следующим образом.

1. Методика параметрических измерений скоростей на малых базах может быть применена в различных породах как на поверхности земли, так и в подземных горных выработках. Эта методика

основана на использовании высокочастотных компонент различных продольных волн — прямых и преломленных, возникающих при взрывах и ударах.

2. Вследствие высокой разрешающей способности высокочастотной аппаратуры скорости можно определять, когда волны регистрируются в области не только первых вступлений, но и последующих. Это имеет важное значение при измерениях в тонких слоях с пониженными скоростями, расположенных в среде с большими скоростями.

3. Сопоставление результатов измерений скоростей в осадочных и метаморфических породах, залегающих на небольших глубинах (до 20 м), показывает, что для тех и других характерна тонкая слоистость в отношении скоростей.

4. Наличие на малых глубинах пород с большими скоростями ($v_{гр} \geq 6000$ м/с), которые по данным сейсмологии и глубинного сейсмического зондирования характерны для глубин 10—15 км, представляет большой интерес. Это обстоятельство должно быть учтено при проведении сейсмической разведки больших глубин и глубинного сейсмического зондирования в районах со значительной мощностью метаморфических пород. Возможно, что в некоторых случаях метаморфические породы при большой их вертикальной мощности могут экранировать некоторые глубокие границы раздела в земной коре. Для обеспечения достаточной точности определения $v_{гр}$ в слоях с небольшой горизонтальной мощностью (несколько десятков метров) необходимо увеличивать детальность наблюдений путем уменьшения расстояний между сейсмографами. Это связано с тем, что ошибки определения граничной скорости по продольным годографам значительно возрастают с уменьшением общей длины отрезка годографа, по которому вычисляют скорость, и с повышением расстояний d между соседними точками годографа. В случае уменьшения расстояний между сейсмографами становится возможным построение полей времен с меньшим интервалом времени Δt между соседними изохронами. Это позволяет выделять на годографе, полученном вдоль преломляющей границы, слои со сравнительно небольшой горизонтальной мощностью и определять в них $v_{гр}$ с точностью, достаточной для целей сейсморазведки.

5. При измерениях скоростей на поверхности земли или на небольших глубинах в шtolях в некоторых метаморфических породах (джеспилиты, роговики, филлиты) регистрируются значительно более низкочастотные волны, чем на таких же расстояниях в отдельных осадочных породах (например, сланцы), хотя указанные метаморфические породы обладают повышенной скоростью и монолитны. Это объясняется большим затуханием высокочастотных компонент волн в метаморфических породах по сравнению с осадочными, что связано со структурной неоднородностью метаморфических пород — периодическим чередованием тонких слоев с повышенной скоростью и более мощных прослоев с меньшими скоростями. Мощности различных прослоев не превышают нескольких миллиметров. Такая среда, согласно классификации Ю. В. Риз-

ниченко [146], может быть отнесена к микроквазианизотропной. В осадочных породах (известняки и сланцы) наличие слоев с повышенной скоростью не является структурной особенностью; число этих слоев ограничено (один или два), мощность их значительно больше (0,15—3,00 м) и в некоторых случаях соизмерима с длиной волны. Такая среда согласно [146] приближается к макроквазианизотропной.

6. Проведенные измерения показали, что в выветрелых осадочных и метаморфических породах возможны сверхмалые скорости распространения продольных волн, т. е. меньшие, чем скорость звука в воздухе.

7. Измерения, выполненные в подземных горных выработках — штольнях и особенно в шахтах, показали, что в породах, не измененных процессами выветривания и окисления, высокочастотные колебания распространяются на значительно большие расстояния, чем на поверхности земли. Это позволяет применить разработанную методику измерения скоростей на малых базах для микроразведки в шахтных условиях, прежде всего для определения мощности пластов, вскрытых горными выработками, при изучении (просвечивание) среды, расположенной между двумя горными выработками. Последнее имеет существенное значение для обнаружения тектонически нарушенных трещиноватых зон, а также при поисках «слепых» рудных залежей.

Таким образом, данные параметрических измерений скоростей в штольнях и шахтах показали, что сейсмические методы разведки можно применять не только в наземных, но и в подземных условиях. Для решения различных структурных задач в подземных условиях следует применять метод высокочастотной сейсмики.

Глава IV

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН И ИХ ПОЛЕЙ ПРИ ТОРПЕДИРОВАНИИ СКВАЖИН

При изучении скоростного разреза фундамента и покрывающей его толщи широко используются скважинные методы исследований, сейсмический и акустический каротаж, вертикальное сейсмическое профилирование [45, 65, 66, 89—92, 96, 99, 119, 122 и др.]. Наряду с указанными методами применяется также метод сейсмического торпедирования или метод обращенного сейсмического каротажа, при котором взрывы производят на разных глубинах в скважинах, а регистрация колебаний — на дневной поверхности.

Эти наблюдения в основном проводят с целью определения скоростей продольных и поперечных волн в вертикальном направлении, в связи с чем колебания регистрируют вблизи устья торпедруемой скважины. Выполнение многоканальных двух- или трехкомпонентных наблюдений на наземных профилях при различных удалениях от торпедруемой скважины открывает дополнительные

возможности изучения природы продольных, поперечных и обменных волн. Метод торпедирования может использоваться в условиях, затрудняющих или исключающих возможность применения АК и ВСП, например в скважинах, пробуренных в низкоскоростной толще, в разрушенных зонах, обсаженных трубами, и в некоторых других случаях.

Основной способ интерпретации полученных данных заключается в построении карт изохрон различных волн, которые строят в вертикальной плоскости, проходящей через скважину и линию профиля. Карты позволяют определять типы регистрируемых волн, осуществлять привязку их к границам раздела и получать дополнительные сведения о скоростном разрезе покрывающей среды. При этом повышается точность определения скоростей в фундаменте. Кроме уточнения скоростного строения среды, метод построения карт изохрон также применяется для прямого оконтуривания рудных тел [96 и др.] и решения ряда других задач.

1. Условия эксперимента

При разработке методики сейсмическое торпедирование проводили в структурных скв. 183 и 176 на Русской платформе с глубинами соответственно 290 и 358 м. Расстояние между скважинами — около 1,5 км.

Геологический разрез. Верхняя терригенная толща в районе работ сложена четвертичными отложениями и породами татарского яруса верхней перми. Общая мощность этой толщи — 250 м. Четвертичные породы представлены в основном суглинками, мощность их меняется в пределах 0—40 м. Подошва четвертичных пород четко отбивается при электрокаротаже и сейсмическом торпедировании скважин. Породы татарского яруса сложены глинами с пропластками доломитов и известняков, мощность их около 200—240 м.

Ниже залегают породы карбонатной толщи, представленные до глубины $H \approx 500$ м отложениями верхней перми, преимущественно известняками с пропластками гипсов и доломитов. Кровля пород сокской свиты, расположенная на глубине 220—240 м, является наиболее устойчивой границей в разрезе.

Скоростной разрез. Скорости, определенные по обеим скважинам, близки; небольшие различия в величинах средних скоростей объясняются отсутствием зоны малых скоростей на участке скв. 176. В табл. 7 приводятся данные о пластовых скоростях продольных и поперечных волн и об отношениях скоростей различных волн на границах раздела. Установлены следующие основные особенности скоростного разреза среды:

1) большие значения скоростей распространения продольных волн (при $H > 60$ м, $v_p \geq 2300$ м/с);

2) слабая дифференциация скоростей как продольных, так и поперечных волн на всех границах раздела скоростей (при $H \geq 60$ м, $p \geq 0,77$, $\delta \geq 0,68$);

H, м	v _P , м/с	v _S , м/с	Отношения скоростей на границах раздела					
			$p = \frac{v_{P_i}}{v_{S_k}}$	$\delta = \frac{v_{S_i}}{v_{S_k}}$	$\gamma = \frac{v_{S_i}}{v_{P_i}}$	$\varphi = \frac{v_{S_k}}{v_{P_k}}$	$\frac{1}{\gamma}$	$\frac{1}{\varphi}$
14—28	1770	400	1,00	0,59	0,23	0,38	4,34	2,63
28—60	1770	680	0,77	0,87	0,38	0,34	2,63	2,93
60—105	2300	780	0,90	0,82	0,34	0,34	2,94	2,70
105—230	2540	950	0,77	0,68	0,37	0,37	2,70	2,38
230—360	3300	1440	—	—	—	—	—	—

Примечание. *i, k* — номера слоев.

3) меньшие величины отношения скоростей продольных и поперечных волн (при $H \geq 60$ м, $v_P/v_S \approx 2,70 \div 2,94$) по сравнению с встречающимися в других районах при изучении терригенных пород на небольших глубинах.

Взрывы. Взрывы проводили в скважинах на глубинах от 14—290 м (скв. 183) до 358 м (скв. 176). До глубины $H=60$ м записи получены при взрывах двух электродетонаторов; расстояние между двумя последующими взрывами равнялось 2 м. При $H > 60$ м взрывы зарядов $Q=0,4 \div 1,2$ кг производили в скв. 183 в среднем через 10—15 м. В скв. 176 взрывы выполняли до глубины 120 м и в интервале 260—358 м. В пределах глубин 120—260 м не удалось опустить заряды в скважину.

Регистрация колебаний. Колебания регистрировали в основном по компонентам *X* и *Z*. Приборы устанавливали вблизи скважины с интервалом 5—10 м, и на больших удалениях только через 10 м.

При торпедировании скв. 176 наблюдения проводили на двух участках профиля — на расстояниях $x=0,5 \div 35$ и $x=220 \div 450$ м от устья скважины. При торпедировании скв. 183 участки, где выполняли наблюдения обеими станциями, примыкали друг к другу и составляли непрерывный профиль протяженностью 370 м. Для регистрации колебаний использовали широкополосные характеристики обеих станций.

2. Зарегистрированные волны

Корреляция волн. Для определения типов зарегистрированных волн проводили корреляцию волн на записях следующих видов:

- 1) полученных при взрыве на фиксированной глубине при различных удалениях от источника;
- 2) зарегистрированных при различных глубинах взрыва на одних и тех же удалениях от источника.

В случае использования многоканальной аппаратуры можно одновременно исследовать изменение характера записей с изменением глубины взрыва при существенно различных расстояниях от источника. Этот вид корреляции сходен с межпрофильной корреляцией, используемой при изучении вертикально-слоистых сред [27, 28, 61]. Различие между ними заключается в том, что при торпедировании скважин профиль наблюдений располагается параллельно направлению горизонтальной слоистости, а линия взрывов — вкрест него. В случае исследования вертикально-слоистых сред поперечные профили наблюдений размещаются вкрест направления слоистости, а линия взрывов — вдоль него. Сочетание обоих видов корреляции позволило выявить смены волн как при увеличении расстояния от источника, присущие горизонтально-слоистой среде, так и связанные с перемещением источника относительно различных границ раздела скоростей.

Типы волн. На записях, полученных при торпедировании структурных скважин, были зарегистрированы продольные волны — прямые¹ и преломленные, поперечные волны — преимущественно прямые, а на некоторых участках преломленные, обменные волны — проходящие типа PS, преломленные типа PPS и возможно волны, образовавшиеся в результате интерференции преломленных (PPS) и отраженных (PS) волн. Вблизи устья скважины была также зафиксирована волна Лэмба, распространяющаяся в скважине, заполненной жидкостью [35, 193].

В настоящем разделе рассматриваются главным образом особенности различных волн, зарегистрированных на небольших расстояниях от устья скважины ($x < 70$ м). В разделах 4 и 8 настоящей главы будут оценены характерные свойства обменных волн, зафиксированных как вблизи пункта взрыва, так и на больших расстояниях. Дополнительные данные о продольных и поперечных волнах, регистрируемых при расстояниях $x = 70 \div 450$ м, приводятся в разделах 6 и 7 при рассмотрении карт изохрон.

Волны, зарегистрированные при небольших расстояниях от пункта взрыва. Когда глубина взрыва $H < 60$ м, на записях выделяются: первая продольная волна, которая лучше записывается Z-компонентой, и сложная последующая волна. Последняя более интенсивна на записях x-компоненты (рис. 16). Анализ записей и построенных по ним годографов показывает, что эта сложная волна представляет собой результат интерференции по крайней мере двух волн — поперечной волны S и обменной головной волны типа PPS; она соответствует границе раздела, расположенной на глубине $H \approx 50$ м. Интерференция указанных волн обусловила сложную форму записи на X-компоненте.

¹ Поскольку рассматриваемая среда слоистая, прямая волна преломляется на границах раздела и становится проходящей. В дальнейшем термины прямая и проходящая волны используют как синонимы.

В некоторых случаях волна S лучше выделяется на записи Z-компоненты, чем X-компоненты, в связи с тем, что обменная волна не отмечается на записи Z-компоненты.

При увеличении глубины взрыва на всех записях отмечаются волны P и S, причем отношение амплитуд $A(S)/A(P)$ понижается, что обусловлено большим поглощением поперечной волны, а также уменьшением ее амплитуд по мере приближения лучей к вертикали.

Обменные волны. На записях, полученных при глубинах взрыва, равных 56; 120; 152 и 265 м, перед поперечной волной появляются новые волны. Они близки по времени прихода к поперечной волне, но с увеличением глубины взрыва разрешенность волн улучшается. Последнее связано с тем, что эти волны характеризуются большей кажущейся скоростью вдоль поверхности наблюдений, чем поперечная волна. Вертикальные годографы рассматриваемых волн практически параллельны вертикальному годографу первой продольной волны (рис. 17). Этот критерий в сочетании с тем, что волны регистрируются в области времен между волнами P и S, отмечаются только на записях X-компоненты и не выделяются на записях Z-компоненты заставляет отнести их к обменным проходящим волнам типа PS. На рис. 17 годографы указанных волн обозначены индексами PS_i , где $i=1 \div 4$ — номер границы, на которой происходит обмен.

Волны Лэмба. На записях X- и Z-компонент, полученных при наиболее близком расстоянии от пункта взрыва ($x=6$ м) и глубинах $H > 54$ м на временах, близких к времени прихода поперечных волн, отмечаются сильные колебания. С увеличением глубины взрыва при использовании зарядов $Q=0,8 \div 1,2$ кг интенсивность этих колебаний возрастает. Кроме того, появляются также сильные колебания на соседних каналах, которые по величинам скорости распространения, наличию дисперсии скоростей и поляризации можно отнести к поверхностным волнам. По-видимому, поверхностные волны Лэмба, распространяющиеся в скважинах, заполненных жидкостью [35, 193], достигая поверхности наблюдений, обуславливают возникновение в верхней среде поверхностной волны. При взрывах электродетонаторов на малых глубинах волны Лэмба возможно также регистрируются, но они интерферируют с поперечной волной и обладают небольшой интенсивностью, о чем свидетельствует отсутствие возбуждаемых ими поверхностных волн в верхней среде.

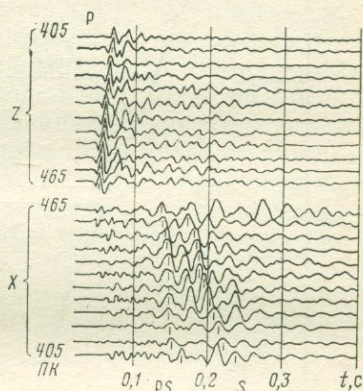


Рис. 16. Запись, полученная при глубине взрыва $H=56$ м. Зарегистрированы волны: продольная P, поперечная S и проходящая обменная PS

В следующих разделах рассмотрим несколько подробнее поперечные и обменные волны, а также волны Лэмба.

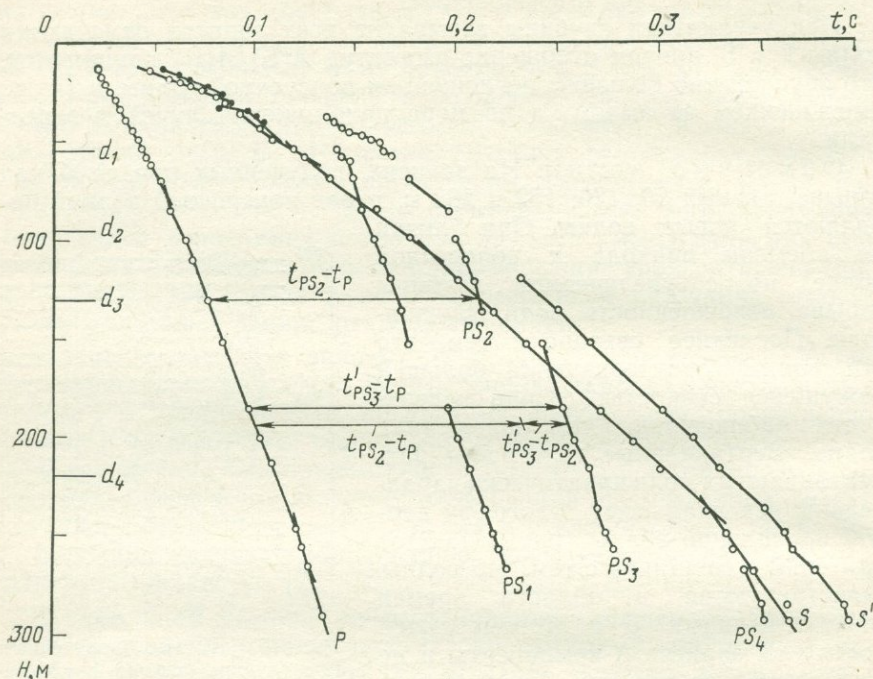


Рис. 17. Вертикальные годографы первых вступлений волн P и S, фаз обменных PS_1, PS_2, PS_3, PS_4 и поперечной S' волн.

На шкале глубин показаны границы d_1-d_4 , на которых происходит обмен волн, определенные по годографам обменных волн; t — времена первых вступлений; t' — времена фаз

3. Поперечные волны и поверхностные волны Лэмба

Поперечные волны. Поперечные волны были зарегистрированы при взрывах на всех глубинах. Их не удавалось выделить на записях только в нескольких случаях из-за интерференции с предшествующими обменными волнами. Поперечные волны отмечались на записях при взрывах как электродетонаторов, так и зарядов взрывчатого вещества.

Наличие прямых поперечных волн при взрывах в скважинах отмечалось в ряде работ [62, 85, 92], однако не было дано удовлетворительного объяснения их присутствия на записи. Это связано с тем, что в сейсмозаписке укоренилось представление о взрыве сравнительно небольших зарядов в скважине, как об источнике колебаний типа центра расширения. Влияние стенок скважины при этом не учитывается, среда в непосредственной окрестности взрыва считается однородной и не имеющей границ. Очевидно, что наличие стенок скважины может влиять на механизм образования волн.

Была предложена другая модель взрыва в скважине — цилиндрический источник конечных размеров с равномерно распределенным давлением на стенки цилиндрической полости. Источник этого типа обуславливает возникновение интенсивных поперечных волн, амплитуда которых с изменением угла i , образуемого лучом с вертикалью, быстро нарастает от нуля до максимального значения при $i=45^\circ$, а затем уменьшается до нуля при $i=90^\circ$. В дальнейшем для изучения механизма очага при взрывах в скважине и, в частности, с целью проверки гипотезы Хилена были поставлены специальные эксперименты [57].

Сравнение спектров продольных и поперечных волн. Спектры прямых поперечных волн при всех глубинах взрыва имеют максимум на более низкой частоте и меньшую относительную ширину, чем спектры продольных волн. Аналогичные результаты получены при исследованиях в других районах [8, 91, 186]. В табл. 8 приведены некоторые осредненные данные о параметрах спектров — частотах максимумов f_{\max} , граничных частотах нижних $f_{\text{н}}$ и верхних $f_{\text{в}}$, для которых амплитуды спектральных составляющих равны 0,7 от амплитуды максимума, и об относительной ширине спектра

$$\delta f = \frac{f_{\text{в}} - f_{\text{н}}}{f_{\max}}. \quad (15)$$

Таблица 8

Волна	H , м	f_{\max} , Гц	$f_{\text{н}}$, Гц	$f_{\text{в}}$, Гц	δf , %
Р	40—70	55	30	80	90
	100—110	50	25	70	90
	250—290	45—47	25	65	85
S	40—46	40—42	32	50	45
	100—110	38	31	48	45
	250—290	35	27	43	45

Влияние волны Лэмба. В работе [171] проанализирован вопрос о влиянии волны Лэмба на поперечные волны, регистрируемые у устья скважины. Показано, что при малых скоростях ($v_s < 750$ м/с) распространения поперечных волн в среде для определения v_s нужно использовать записи, полученные на некотором удалении от устья скважины. На расстояниях $x > 10$ м от устья скважины волна Лэмба уже не выделяется на записи, отмечаются только обусловленные ею поверхностные волны в верхнем слое. Последние имеют меньшую скорость, чем волна S, и не мешают ее прослеживанию.

4. Обменные волны

Определение границ обмена по годографам обменных проходящих волн. Обменные волны наблю-

дали, начиная с весьма небольших расстояний от пункта взрыва; поэтому для упрощения расчетов можно считать, что лучи волн вертикальны. В этом случае разность времен прихода обменной волны PS и продольной проходящей волны P, образовавшихся при одном и том же взрыве, имеет вид

$$\Delta t = t_{PS} - t_P = H_{обм} \left(\frac{1}{v_S} - \frac{1}{v_P} \right) = t_S(H_{обм}) - t_P(H_{обм}). \quad (16)$$

Здесь $H_{обм}$ — глубина границы обмена.

Следовательно, разность времен волн PS и P равна разности времен продольных и поперечных волн при взрывах на глубине H . Отсюда вытекает простой графический способ нахождения границы обмена. Во времена волн PS вводится поправка $\delta t = t'_{PS} - t_{PS}$ за разность времен между фазой и вступлением, оцениваемая по сейсмограммам. Определяется величина $\Delta t = t_{PS} - t_P$ (см. рис. 17) и по вертикальным годографам первых вступлений волн P и S находится глубина H , для которой разность времен волн S и P равна величине Δt . Таким путем были рассчитаны границы d_1-d_4 , показанные на рис. 17 и расположенные соответственно на глубинах, равных 55; 95; 130 и 220 м. Все границы, за исключением d_3 , близки к тем, которые выделены по вертикальным годографам волн P и S. Граница d_3 , не отмеченная на годографах этих волн, возможно соответствует тонкому слою.

О динамических свойствах обменных волн при малых углах падения волны на границу раздела. Как видно из годографов, приведенных на рис. 17, обменные проходящие волны появляются в довольно отчетливом виде при малых расстояниях от устья скважины, т. е. при углах падения волны на границу раздела, близких к нормальному. Как известно из теории распространения сейсмических волн, для таких небольших углов падения интенсивность обменных волн в случае обмена на границе двух полупространств должна быть небольшой [117]. Действительно, наблюдаемые значения амплитуд в 2—5 раз превышают величины, рассчитанные подобным способом. Эти различия обусловлены существованием тонкой слоистости сейсмических границ, которая не учитывается в настоящем разделе. Подробнее эти вопросы разобраны в монографии [37].

Приведенные результаты свидетельствуют о том, что при небольших углах падения волны на границу раздела возможно образование интенсивных обменных проходящих волн.

Обменные волны, зарегистрированные при больших удалениях от устья скважины. На записях X-компоненты, полученных при расстояниях $x > 220$ м от скважины, выделяются три волны, которые по времени их регистрации между продольными и поперечными волнами и большим величинам кажущихся скоростей вдоль поверхности наблюдений отнесены к обменным. Здесь приводится только краткое их описание; вопрос об определении природы этих волн рассматривается в разделе 8 настоящей главы.

Волна PS_1 характеризуется наименьшими временами прихода из всех рассматриваемых волн. Она появляется на записях при взрывах на глубине 50 м и прослеживается в случаях взрывов на максимальных глубинах. Волна PS_2 отмечается на записях при взрывах на глубине 26 м; при $H=48$ м первая ее фаза затухает. Начиная с глубины $H=58$ м, вторая фаза волны интерферирует с последующей волной PS_3 и при $H>64$ м волну PS_2 уже нельзя выделить на записи. Волна PS_3 выделяется на записях при $H>58$ м сначала в зоне интерференции с волной PS_2 , а после исчезновения волны PS_2 в качестве самостоятельной волны.

5. Построение карт изохрон зарегистрированных волн

Для интерпретации волн, регистрируемых многоканальной аппаратурой на поверхности при взрывах на различных глубинах в скважине, необходимо совместно представить всю совокупность полученных данных. Это можно осуществить различными способами, например, путем изображения семейства вертикальных годографов с различными значениями параметра x (расстояние от устья взрывной скважины до сейсмографа) или семейства горизонтальных годографов с различными значениями параметра H (глубина взрыва). Однако подобный способ представления данных в виде однопараметрического семейства годографов недостаточно удобен для определения природы волн и особенно для их привязки к границам раздела. Поэтому был выбран другой метод — построение карт изохрон в вертикальной плоскости, проходящей через линию профиля. Такой способ ранее был использован при регистрации продольных волн в случаях параметрических измерений скоростей в горных выработках [29], скважинных наблюдений [7] и торпедирования скважин [186]. В настоящем разделе рассматривается составление карт изохрон как для продольных и поперечных волн, так и для обменных. Анализ карт дается ниже в этой же главе. Для определения типов волн используется сравнение карт изохрон, построенных по экспериментальным данным, с теоретическими картами изохрон.

Способ построения карт изохрон основан на предположении, что в сечении, ограниченном отрезком профиля, на котором проводили наблюдения, и глубиной торпедируемой скважины, среда может рассматриваться как горизонтально-слоистая. В платформенных условиях при ограниченных горизонтальном и вертикальном размерах сечения это условие всегда выполняется с практически достаточной точностью¹.

Продольные и поперечные волны. В случае горизонтально-слоистой среды при взрыве на некоторой глубине H и

¹ В работе [25] рассмотрено построение карт изохрон в случае негоризонтальной слоистости разреза (для границ раздела, мало уклоняющихся от горизонтальной плоскости).

регистрации колебаний на поверхности наблюдений времена пробега проходящей, продольных или поперечных отраженных и преломленных волн равны временам пробега волн тех же типов, возникающих при взрыве на поверхности и регистрации на глубине H . Исходя из этого можно считать, что времена прихода волн, зарегистрированных n каналами на поверхности земли при взрыве на глубине H , равны временам прихода волн в n точках, расположенных на глубине H при взрыве на поверхности земли. Эти точки с соответствующими им временами прихода наносят на вертикальную плоскость, проходящую через линию профиля (например, для рис. 18, б, точки C' и E' , ПВ O_1) под действительными

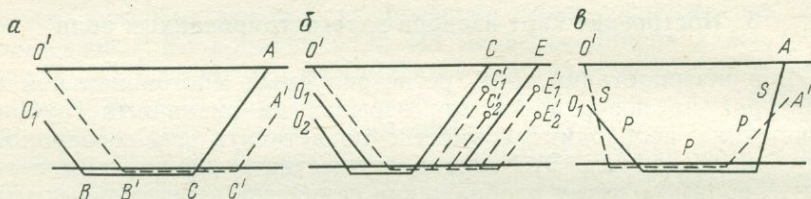


Рис. 18. Схема хода лучей волн по данным торпедирования скважин для продольных, поперечных (а, б) и обменных (в) волн.

Разные линии соответствуют различным глубинам ПВ

точками наблюдения C и E на профиле на глубине H_1 . Пункту взрыва O_2 на другой глубине соответствует новая система точек C'_2 и E'_2 , расположенная на глубине H_2 под первой системой. В результате в вертикальной плоскости получают значения времен прихода, по которым можно строить изохроны волн, пользуясь обычными приемами построения карт изолиний по данным, полученным в ряде точек.

Обменные волны. Времена пробега волн P, \dots, S , возбужденных при взрыве в пункте O на глубине H и регистрируемых на поверхности в точке A , равны временам пробега волн S, \dots, P , которые вызваны взрывом на поверхности земли в точке O' и записываются на глубине H в точке A' . Поэтому карты изохрон, построенные указанным выше способом, соответствуют не действительно регистрируемым волнам при наблюдениях на поверхности, а тем, которые увязываются с ними по временам прихода в соответствии с принципом взаимности. Например, если при взрывах на глубине H на поверхности записывается проходящая обменная волна $P_4P_3S_2S_1$, то карта изохрон будет соответствовать волне $S_1S_2P_3P_4$.

При описываемом способе построения карт изохрон особенности распространения волн в области между источником и границами раздела искусственно переносятся в область между приемником и границами раздела. Поэтому, если скорости, определяемые по картам изохрон обменных волн, характерны для продольных волн, это свидетельствует о том, что при взрывах на всех глубинах рассматриваемая волна распространяется от источника как про-

дольная. Когда на карте изохрон в каком-то интервале глубин отмечаются скорости, свойственные поперечным волнам, это означает, что при взрывах в этом интервале глубин волна распространяется от источника как поперечная.

Определение границ раздела скоростей по картам изохрон. Границы раздела скоростей находят по изменению формы изохрон, характерному для смены преломленной или отраженной волны проходящей (скользящей) волной. При этом отмечается излом изохрон и изменяется направление возрастания их отметок. Для отраженных и преломленных волн отметки изохрон увеличиваются от границы раздела к поверхности наблюдений, а для проходящих волн — от границы раздела в глубь среды.

В некоторых случаях границы раздела скоростей могут быть отмечены также по изменениям наклона изохрон проходящих волн и расстояния Δl между ними. Смены проходящих волн преломленными, отмечающиеся при увеличении глубины, не приурочены к границам слоев [29], а расположены внутри них; поэтому они не могут быть использованы для нахождения границ.

6. Карты изохрон продольных волн

На рис. 19 и 20 приведены карты изохрон продольных волн, построенные по результатам торпедирования скважин. Разрыв изолиний на рис. 20 связан с тем, что в интервале глубин $H = 120 \div 260$ м нельзя было производить взрывы. Из рассмотрения обеих карт можно сделать следующие выводы.

1. В нижней части разреза (см. рис. 19, $H > 120$ м; рис. 20, $H \geq 260$ м) ход изохрон характерен для проходящих волн. Отсутствуют изохроны, присущие преломленным волнам. В частности, судя по ходу изохрон, на рассматриваемых расстояниях не выделяются преломленные волны, соответствующие кровле карбонатных пород (сокская свита), залегающей на глубине $H \approx 220$ м.

2. На глубинах $H = 50 \div 110$ м (см. рис. 19) и $H = 30 \div 100$ м (см. рис. 20) и расстояниях $x \geq 200$ м ход изохрон в основных чертах характерен для преломленных волн. В наиболее отчетливой форме выделяются преломленные волны, соответствующие границам на глубине $H = 60$ м (см. рис. 20, $x < 300$ м) и $H = 100 \div 120$ м (см. рис. 19, 20, $x > 270$ м). В интервалах глубин $H = 50 \div 100$ м и расстояний $x > 250$ м ход изохрон преломленных волн сложный, особенно на рис. 19. Отмечаются изменения наклона изохрон, на некоторых участках они приближаются к вертикали. Эти особенности, по-видимому, связаны с интерференцией различных головных и проходящих волн, они будут рассмотрены ниже.

3. При небольших расстояниях от пункта взрыва — $x < 200$ м — (см. рис. 19) ход изохрон на всех глубинах характерен для проходящих волн. В верхней части разреза наклон изохрон прямых волн указывает на присутствие в покрывающей среде тонкого слоя с повышенной скоростью.

Границы раздела, определяемые по картам изохрон. По форме изохрон продольных волн четко выделяется граница (см. рис. 19), расположенная на глубине $H=110 \div 120$ м. Границы, находящиеся выше, выделяются не столь отчетливо из-за сложной формы изохрон. Отмечаются границы на глубинах 60 и 80 м. По-видимому, преломленная волна P_2 представляет собой сложную волну, образовавшуюся в результате интерференции волн, соответствующих близко расположенным границам.

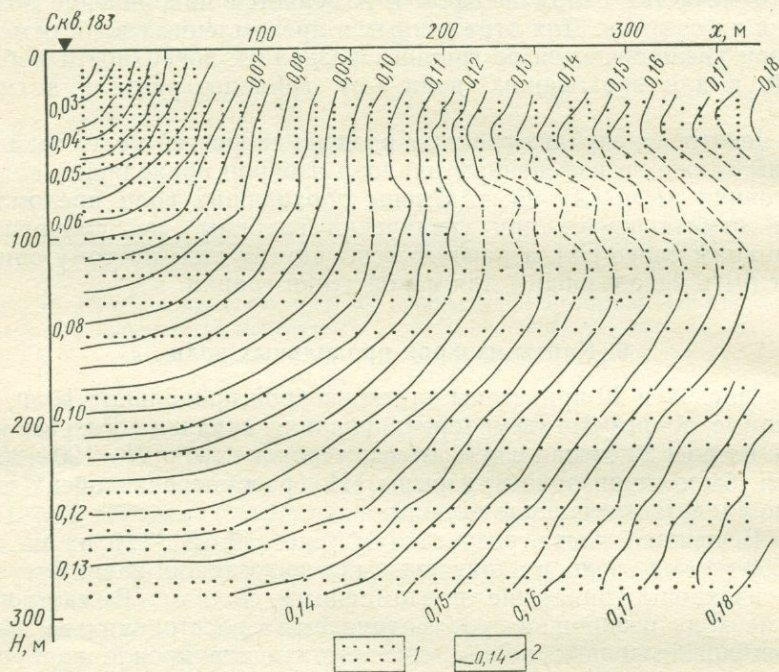


Рис. 19. Карта изохрон первых вступлений продольной волны, построенная по данным торпедирования скв. 183.

1 — точки наблюдений; 2 — изохроны, с пунктиром показаны изохроны, проведенные путем интерполяции

Сопоставление карт изохрон с особенностями записи волн показало, что смена прямой волны головной, отвечающей границе с $H \approx 60$ м, выражена на записях очень слабо: только в некоторых случаях (при переходе к преломленным волнам) уменьшается резкость первого вступления волны.

Смены проходящей P и преломленной волн P_3 , соответствующей границе, залегающей на глубине $H \approx 110$ м, в некоторых случаях четко видны на записях при сравнительно больших расстояниях от ПВ ($x > 370$ м), где волна P_3 выходит в область первых вступлений. Несомненно, что при меньших глубинах взрыва и расстояниях от источника волна P_3 интерферирует с проходящей

и преломленной волнами от вышележащей границы, что и обуславливает сложную форму изохрон.

Скорости волн, определяемые по картам изохрон. По картам изохрон прямых продольных волн определены скорости по нормали к изохронам в направлениях, образующих углы $30-40^\circ$ с вертикалью. Результаты вычисления скоростей $v_p(40^\circ)$ и сопоставления их со скоростью $v_p(0)$, рассчитанной по вертикали, приведены в табл. 9.

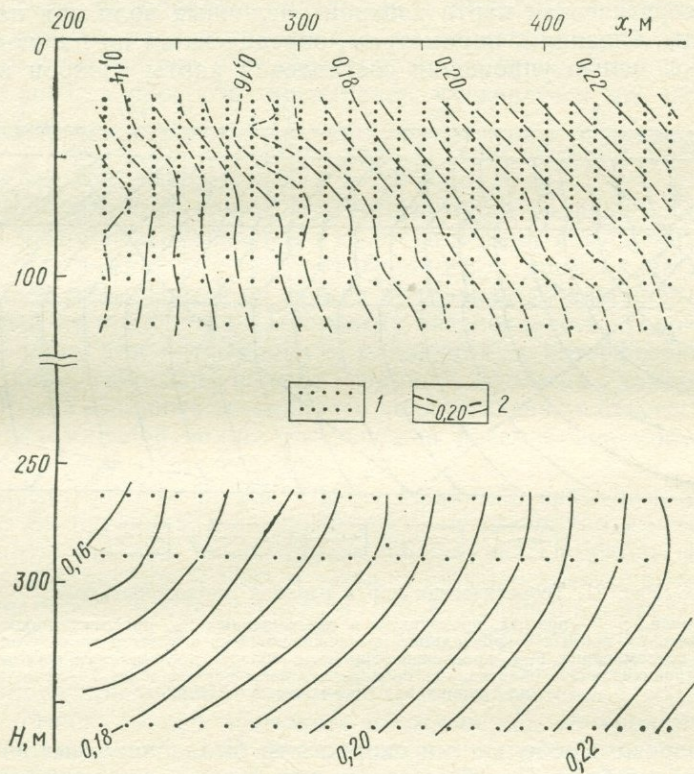


Рис. 20. Карта изохрон первых фаз продольных волн, построенная по данным торпедирования скв. 176.

Условные обозначения те же, что и на рис. 19

Таблица 9

$H, \text{ м}$	v_p (м/с) при углах		$\frac{v_p(40^\circ) - v_p(0)}{v_p(0)}, \%$
	0	40°	
56—80	2250—2300	2350	2,2—4,4
100—220	2540—2600	2780	8,7—6,9
220—290	3300	3370	2,1
300—350	3200	3400	5,9

Из данных, приведенных в табл. 9, видно, что скорости в наклонных направлениях несколько больше, чем скорости по вертикали, что, по-видимому, связано с тонкой слоистостью среды, отчетливо выявленной по данным ультразвукового каротажа [122]. Наиболее существенные различия отмечены в интервале глубин $H = 100 \div 220$ м.

Теоретическая карта изохрон. Для проверки правильности расшифровки типов зарегистрированных волн построена теоретическая карта изохрон различных волн при параметрах среды, близких к параметрам, определенным по наблюдаемым картам. С целью упрощения составления карты изохрон верхняя

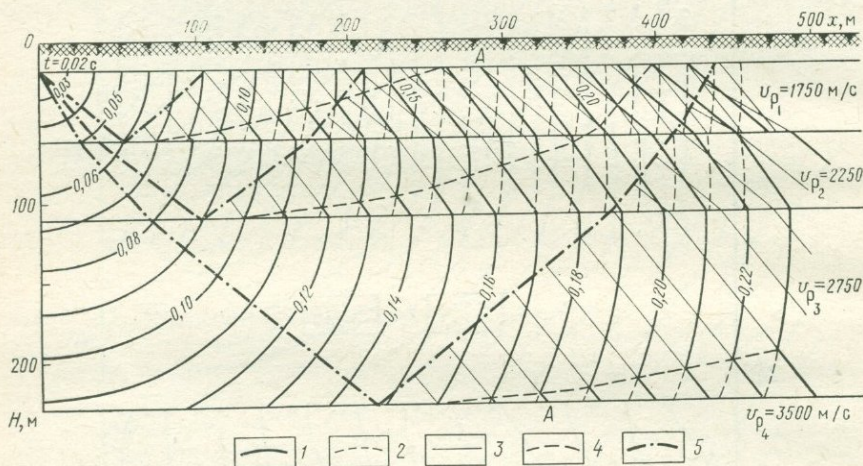


Рис. 21. Теоретическая карта изохрон продольных волн.

Изохроны волн, с: 1 — прямых, проходящих и преломленных P_{12} , прослеживающихся в качестве первых, 2 — прямых и проходящих, прослеживающихся в области последующих вступлений, 3 — преломленных P_{1232} , прослеживающихся в области последующих вступлений; 4 — линии, разграничивающие области, где происходят смены первых волн; 5 — лучи, падающие на границу под предельными углами

часть разреза с небольшими скоростями была снята, источник помещен на глубину $H = 15$ м и ему приписано начальное время t_0 , равное времени прохождения волны в покрывающей среде. В соответствии с вертикальными годографами приняты величины $t_{0P} = 0,02$ с (для волн P) и $t_{0S} = 0,05$ с (для волн S).

Теоретическая карта изохрон продольных волн. На рис. 21 показана теоретическая карта изохрон прямой волны в первой среде, а также проходящих и преломленных волн, соответствующих трем границам раздела. В связи со сменами волн в области первых вступлений форма изохрон первых волн может быть очень сложной — со многими изломами (см. изохрону AA).

Важно также отметить, что времена прихода последующих волн иногда близки к времени прихода первой волны (см. рис. 21, например изохроны волн P_{12} и P_{1232}). Это должно обусловить интерференционный характер первых волн. При различиях в форме

изохрон каждой из этих волн должна отмечаться изменчивая форма изохрон, построенных по фазам интерференционных волн.

Сравнение наблюдаемых карт изохрон с теоретической. Времена прихода волн на наблюдаемых картах изохрон, хотя и близки к временам прихода на теоретической карте, но все же систематически несколько меньше. Это свидетельствует о том, что при аппроксимации среды упрощенной моделью, представленной на рис. 21, учтены не все особенности ее строения. В частности, не приняты во внимание отмеченная выше зависимость скорости распространения волн от направления, связанная с тонкой слоистостью по скоростям среды, и наличие вертикального градиента скорости, несомненно имеющегося на небольших глубинах.

Из сравнения наблюдаемых карт с теоретической можно сделать следующие выводы.

1. Преломленная волна, соответствующая границе на глубине $H=220$ м, должна отмечаться в области первых вступлений только в непосредственной близости от границы, и времена ее прихода очень мало различаются от времен прихода проходящей волны P_{123} , падающей на эту границу. Поскольку интенсивность преломленных волн меньше, чем интенсивность падающих, в интерференционной волне, образующейся вблизи границы, должна доминировать волна P_{123} . Указанные особенности волн объясняют отсутствие изохрон преломленной волны, отвечающей рассматриваемой границе на наблюдаемой карте изохрон.

2. Преломленные волны, соответствующие границам, расположенным на глубинах, равных 60 и 110 м, как видно из теоретической карты изохрон, очень близки по временам прихода. Поэтому в интервале глубин $H \leq 60$ м должна прослеживаться интерференционная волна, представляющая собой наложение двух преломленных волн. В слое, соответствующем интервалу глубин $H=60 \div 100$ м, регистрируемая волна является результатом наложения проходящей преломленной волны P_{12} и преломленной волны P_{1232} . Этим частично можно объяснить сложный ход изохрон на теоретических картах. Однако форма изохрон на наблюдаемых картах еще сложнее, чем на теоретических: на них отмечается дополнительный излом, характерный для смены преломленной волны проходящей. Эта смена приурочена к глубине $H=80$ м, где, по-видимому, также имеется граница раздела. Вероятно, волны, регистрируемые в рассматриваемом интервале глубин, представляют собой результат интерференции волн, соответствующих границам слоев, залегающих на глубинах, равных 60, 80 и 110—120 м.

7. Карты изохрон поперечных волн

Карта изохрон поперечных волн (рис. 22) построена по менее надежным данным, чем карты изохрон продольных волн. Это объясняется тем, что поперечные волны прослеживаются в области последующих вступлений часто в зоне интерференции с обменными

волнами. Поэтому корреляция их записей и идентификация фаз при взрывах на различных глубинах менее уверена, чем для продольных волн. Имеет смысл рассмотреть только основные черты карты, а не проводить анализ всех ее деталей. Из рис. 22 можно сделать следующие основные выводы о природе волн.

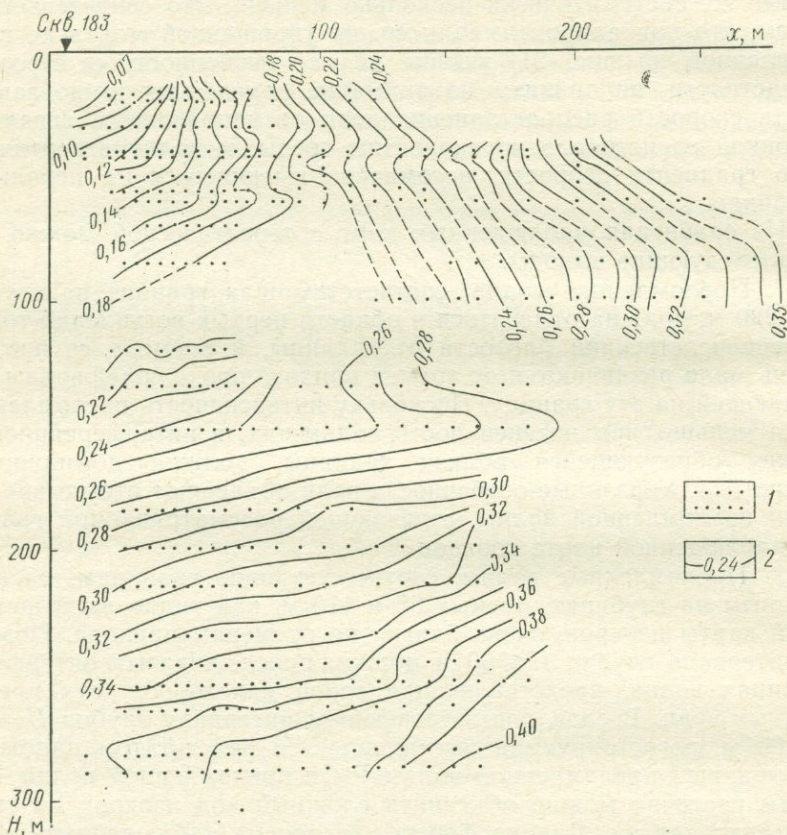


Рис. 22. Карта изохрон первых вступлений поперечной волны (по данным скв. 183).

1 — точки наблюдений; 2 — изохроны, с; пунктиром показаны изохроны, проведенные путем интерполяции

1. В верхней части разреза при $x < 70$ м и $H < 100$ м регистрируемые волны являются прямыми поперечными; на глубинах $H > 150$ м волны также представляют собой прямые (проходящие) поперечные волны. Вытянутая форма изохрон в этой части разреза может быть объяснена наличием прослоев с повышенной скоростью в вышележащей среде.

2. Судя по ходу изохрон, отмечаются преломленные волны типа SSS, соответствующие границе раздела, залегающей на глубине $H = 30$ м. Эти волны с увеличением глубины сменяются про-

ходящими, а затем преломленными волнами также типа SSS от нижележащих границ. Отсутствие данных в интервале глубин $H=60 \div 85$ м не позволяет однозначно установить, соответствуют ли волны, отмеченные при $x=70 \div 240$ м и $H=40 \div 60$ м, границе на глубине $H=60$ м или другой границе с $H \approx 100$ м.

Скорость в толще пород, залегающей в интервале глубин $H=120 \div 220$ м, определенная по нормали к изохронам под углом $\sim 20^\circ$ к вертикали, равна 950 м/с, т. е. не отличается от скорости, рассчитанной по вертикальному годографу, полученному вблизи устья скважины. В интервале глубин $H=50 \div 100$ м скорость, вычисленная по нормали к изохронам (под углом $\sim 30^\circ$), составляет 770—780 м/с, что также практически не отличается от скорости, определенной по вертикальному годографу.

8. Карты изохрон обменных волн

Наблюденные карты изохрон. На рис. 23—25 представлены карты изохрон обменных волн PS_1 , PS_2 и PS_3 (см. раздел 4 настоящей главы). Для указанных волн данные, полученные в верхней и нижней частях разреза, увязаны друг с другом лишь ориентировочно из-за отсутствия наблюдений в интервале глубин $H=120 \div 260$ м.

Из рис. 23—25 видно, что скорости, определяемые по нормали к изохронам, равны или близки к скоростям распространения продольных волн. Следовательно, от источника волны расходятся как продольные. Для того чтобы установить, распространяются ли волны на всем пути в области выхода сейсмической радиации как поперечные или на отдельных участках подобно продольным, проведено сопоставление наблюденных карт с теоретическими картами изохрон различных обменных волн.

Теоретическая карта изохрон. На рис. 26 показаны изохроны проходящих, преломленных и отраженных волн, претерпевших обмен на различных границах. Можно отметить следующие особенности изохрон обменных волн.

1. Волны некоторых типов в одних и тех же слоях характеризуются близкой формой изохрон и значительной разностью времен прихода ($\Delta t > 0,04 \div 0,08$ с), вследствие чего они могут быть разрешены на записи (например, преломленные волны $S_1P_2P_3P_4$ и $S_1S_2P_3P_4$ в нижней среде, волны $S_1P_2P_3P_2$ и $S_1S_2P_3P_2$ и др.). В этом случае на сейсмограммах могут отмечаться волны с разными временами прихода и близкими кажущимися скоростями.

2. Волны отдельных типов на определенных интервалах имеют близкие времена прихода и форму изохрон, например преломленная волна $S_1S_2P_3P_2P_1$ и отраженная $S_1S_2P_2P_1$. Для этих интервалов на записях будет отмечена неразрешенная интерференционная волна. Если форма изохрон или наклон их для одной или обеих волн изменяются с расстоянием, то из-за перемены условий интерференции форма записи может изменяться.

3. Для некоторых волн характерны близкие времена прихода при существенно разной форме изохрон (например, проходящая

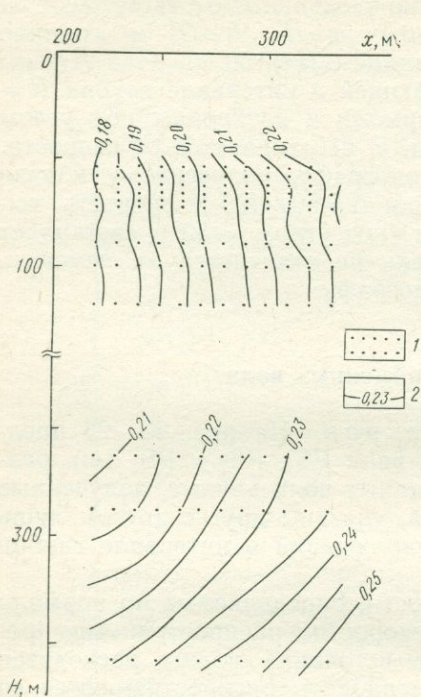


Рис. 23. Карта изохрон первой фазы волны PS_1 .
Условные обозначения те же, что и на рис. 22

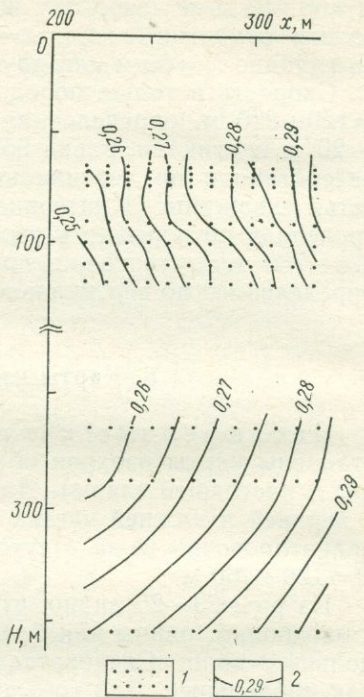


Рис. 25. Карта изохрон первой фазы волны PS_3 .
Условные обозначения те же, что и на рис. 22

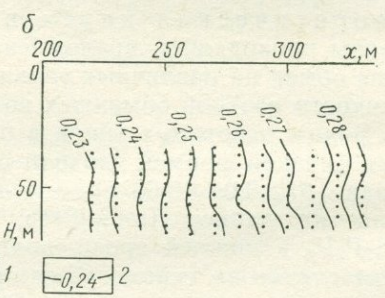
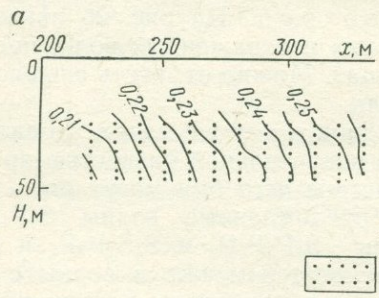


Рис. 24. Карты изохрон первой (а) и второй (б) фаз волны PS_2 .
Условные обозначения те же, что и на рис. 22

волна S_1P_2 и преломленная $S_1P_2P_3P_2$). В этих случаях должны наблюдаться смены волн с пересечением осей синфазности, в результате чего изохроны будут иметь такие же изломы, как у изохрон продольных волн. Различие заключается в том, что для

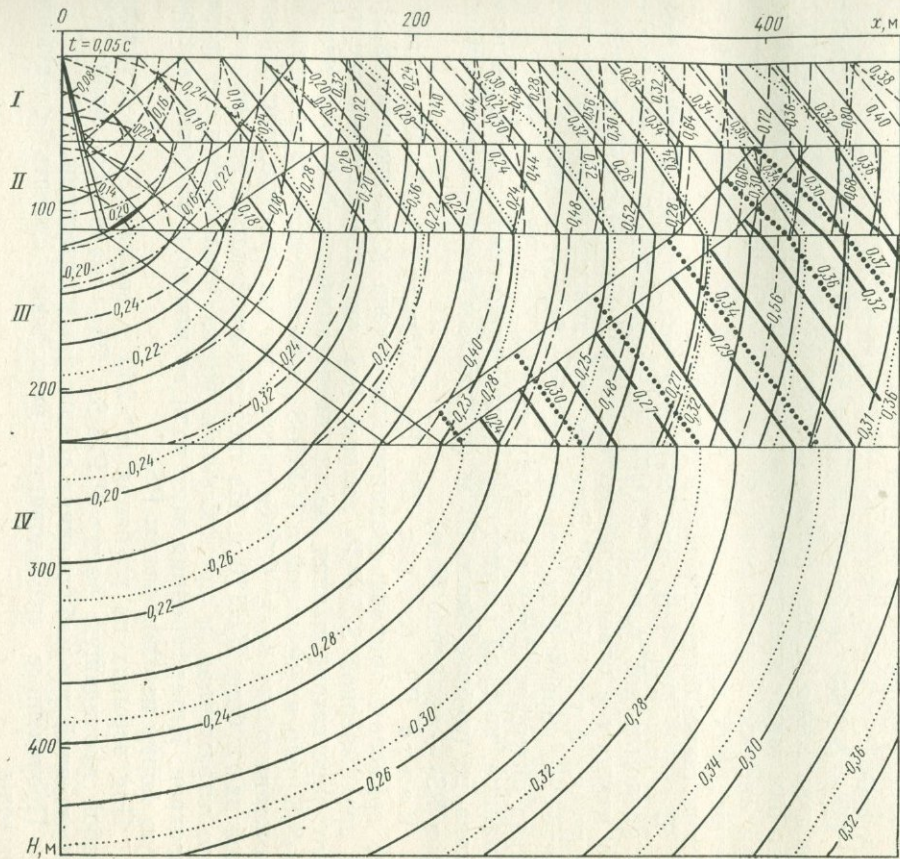


Рис. 26. Теоретическая карта изохрон обменных и поперечных волн для слоев I—IV.

Слой I: $v_P = 1750$ м/с, $v_S = 600$ м/с,
 1— S_1 , 2— S_1P_1 , 3— $S_1S_2P_2P_1$, 4— $S_1S_2P_1$,
 5— $S_1S_2P_3P_2P_1$; слой II: $v_P = 2250$ м/с,
 $v_S = 780$ м/с, 1— S_1S_2 , 2— S_1P_2 , 3— S_1S_2
 P_2 , 4— $S_1P_2P_3P_2$, 5— $S_1S_2P_3P_2$, 6— $S_1S_2P_3$
 $P_4P_3P_2$, 7— $S_1P_2P_3P_4P_3P_2$; слой III: $v_P =$
 $= 2750$ м/с, $v_S = 100$ м/с, 1— $S_1S_2S_3$, 2—
 $-S_1S_2P_3$, 3— $S_1P_2P_3P_4P_3$, 4— $S_1S_2P_4P_4$,
 5— $S_1P_2P_3$; слой IV: $v_P = 3400$ м/с, 1—
 $-S_1P_2P_3P_4$, 2— $S_1S_2P_3P_4$

продольных волн рассматривали смены волн в области первых вступлений, а для обменных волн смены происходят в зоне последующих вступлений.

9. Расшифрование природы зарегистрированных обменных волн

Волна PS_1 (см. рис. 23). В интервале глубин 60—120 м эта волна по временам прихода и форме изохрон близка к проходящей волне S_1P_2 (см. рис. 26) и к преломленной волне $S_1P_2P_3P_2$. Обе волны претерпевали обмен на границе $H=60$ м. Отсюда следует, что наблюденную волну можно рассматривать как наложение проходящей P_2S_1 и преломленной $P_2P_3P_2S_1$ волн. Изменение формы изохрон, характерное для проходящей волны ($H \approx 60 \div 80$ м), на свойственную для преломленной волны ($H \approx 80$ м) объясняется пересечением изохрон проходящей и преломленной волн (см. рис. 26). Значительное увеличение наклона изолиний выше $H=60$ м указывает на наличие границы раздела скоростей на этой глубине.

При $H > 260$ м карты изохрон волн PS_1 и $S_1P_2P_3P_4$ близки, следовательно, волну можно отнести к типу $P_4P_3P_2S_1$ и считать, что она также претерпела обмен на верхней границе. Заметим, что при анализе вертикальных годографов обменных волн, зарегистрированных при небольших удалениях от устья скважины, эта волна также была отмечена и обозначена PS_1 .

Волна PS_2 (см. рис. 24). Эта волна хорошо увязывается с преломленной волной $S_1P_2P_1$ на теоретической карте изохрон по наклону изохрон и абсолютным временам прихода и поэтому отнесена к типу $P_1P_2S_1$. Заметим, что наклон изохрон отчетливо виден по первой фазе волны (см. рис. 24, а); вторая фаза искажена интерференцией с последующей волной PS_3 (см. рис. 24, б). Граница, которой соответствует рассматриваемая волна, расположена на глубине около 50 м (по данным вертикальных годографов PS_1 — примерно 55 м).

Волна PS_3 (см. рис. 25). На глубинах $H=60 \div 120$ м волна по временам прихода сравнительно близка к отраженной $S_1S_2P_2$ и преломленной $S_1S_2P_3P_2$ волнам (см. рис. 26). Отсюда следует, что зарегистрированная волна представляет собой отраженную $P_2S_2S_1$ или преломленную $P_2P_3S_2S_1$, или является результатом наложения обеих волн. Обмен происходит на границе, расположенной на глубине $H=110$ м. Из теоретической карты изохрон видно, что отраженная и преломленная волны различаются по форме изохрон. Интерференция этих волн возможно и обусловила сложную форму изохрон волны PS_3 .

При взрывах на глубинах $H > 260$ м волна PS_3 представляет собой проходящую волну $P_4P_3S_2S_1$. Она аналогична волне PS_2 , отмеченной при наблюдениях вблизи устья скважины.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Метод сейсмического торпедирования скважин при регистрации волн в двух компонентах (X и Z) на поверхности земли при различных удалениях от устья скважин позволяет изучать условия образования различных типов продольных, поперечных и обменных волн и получать сведения о скоростном разрезе среды. Последние дополняют данные, полученные по вертикальным годографам.

2. При взрывах в скважинах на различных глубинах возникают интенсивные поперечные прямые и преломленные волны. В связи с этим в случае наблюдений на поверхности земли возможна регистрация однородных поперечных отраженных и преломленных волн, а также обменных волн, распространяющихся в начальной части пути в качестве поперечных.

3. Для определения типов зарегистрированных волн целесообразно использовать методику построения карт изохрон в вертикальной плоскости, проходящей через скважину и линию профиля. Указанная методика позволяет непосредственно по форме изохрон выделять границы раздела в среде и производить привязку регистрируемых волн к этим границам без предварительного определения скоростей. В некоторых случаях по форме изохрон можно отмечать границы раздела даже в тех случаях, когда по форме записи не видно смен волн.

4. При двухкомпонентных наблюдениях на различных удалениях от устья торпедируемой скважины, помимо использования вертикальных годографов волн P и S , появляется возможность получить дополнительные данные о скоростном разрезе с помощью следующих методов: а) определения скоростей по картам изохрон продольных, поперечных и обменных волн; б) выделения границ обмена по соотношению вертикальных годографов обменных проходящих волн PS , а также волн P и S . Первый из указанных методов позволяет находить зависимость скорости распространения волн от направления. Оба метода дают возможность выявлять тонкие слои, на которых могут образоваться отраженные и преломленные (продольные, поперечные и обменные) волны.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ПОГЛОЩЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В РЕАЛЬНЫХ СРЕДАХ

В сейсморазведке все более широкое применение находят качественные и количественные методы интерпретации динамических характеристик сейсмических волн, при которых используются различия в характере изменения амплитуд разных объемных волн, их спектров и отношений спектров с переменной расстояния. Эти различия в затухании волн с изменением расстояния обусловлены рассеянием и поглощением сейсмической энергии за счет неидеальной упругости сред.

Качественные методы интерпретации основаны на сопоставлении и трассировании особенностей формы записи и амплитуд волн, зарегистрированных при различных системах наблюдений. Помимо корреляции сейсмических волн вдоль профиля, применяемой в процессе сейсморазведочных наблюдений, широко используют методы корреляции записей, полученных на различных профилях. На базе качественных методов интерпретации разработаны методики прослеживания вертикальных границ раздела, детального расчленения вертикально-слоистой среды, трассирования сбросов и поисков нарушенных зон. Качественные методы используют в завершающей стадии интерпретации сейсмических данных (позволяют составить структурные карты или схемы). Они применимы при рудной разведке, инженерно-геологических изысканиях, трассировании сбросов в нефтяной разведке, а также при глубинном сейсмическом зондировании земной коры.

Количественные методы интерпретации основаны на обработке графиков изменения с расстоянием амплитуд различных волн, их спектров и отношений спектров волн, зарегистрированных как при одном и том же взрыве, так и при ряде взрывов. Эти методы позволяют определять коэффициенты поглощения волн в различных средах и зависимости от частоты коэффициентов поглощения, а также отражения от тонких слоев [31, 33, 74].

Изучение законов поглощения волн в реальных средах является весьма важным для дальнейшего развития сейсмических методов разведки по следующим причинам.

Как показывают расчеты, даже при небольших коэффициентах поглощения динамические соотношения волн могут значительно различаться от соотношений в идеально упругих средах. Поэтому для правильного расшифрования волновой картины необходимо знать коэффициенты поглощения волн в реальных средах. В част-

ности, это важно при решении вопроса о присутствии на записях многократных волн, определении типов регистрируемых обменных волн и др.

Коэффициент поглощения изменяется в горных породах в значительно более широких пределах, чем скорость. Например, в осадочных породах при частоте $f=50$ Гц он может увеличиваться в пределах $\sim (10^{-4}—10^{-1})$ м⁻¹, т. е. в 1000 раз. Скорость же в осадочных породах, не измененных процессами выветривания, может возрастать в диапазоне 500—5000 м/с, т. е. не более чем в 10 раз; часто диапазон изменения скоростей меньше указанного.

Совместное использование параметров, характеризующих затухание волн с изменением расстояния, и величин скоростей позволяет более полно определить строение среды, чем при применении только величин скоростей. Например, известно, что многие литологически разнородные породы (граниты, гнейсы, известняки) характеризуются практически равными скоростями. В то же время затухание в них может быть существенно различным, что облегчает однозначное определение литологического состава исследуемых пород.

Поглощение энергии сейсмических волн, связанное с неидеальной упругостью среды, предопределяет затухание амплитуд волн при их распространении. Более высокочастотные компоненты колебаний, как следует из теоретических и экспериментальных работ, поглощаются сильнее, чем низкочастотные. В результате этого с удалением от источника спектры волн становятся более низкочастотными, что должно обусловить изменение формы волны. Так, в случае простой формы волн за счет поглощения происходит увеличение общей их длительности при уменьшении числа фаз колебаний. Для интерференционных волн сложной формы при этом ухудшается или даже исчезает разрешенность последующих волн в группе. Поэтому при построении моделей неоднородной среды и расчетах теоретических сейсмограмм волн различных типов возникает необходимость учитывать поглощение и связанную с ним дисперсию волн. Если указанные факторы не учитывать, то значительно ухудшается сопоставимость расчетных моделей и вычисленных по ним сейсмограмм с экспериментальными данными. Таким образом, поглощение сейсмических волн — важная характеристика среды, необходимая также для построения ее полной сейсмической модели.

Во второй части монографии (гл. V) кратко описаны в основном спектральные методы определения зависимости коэффициента поглощения от частоты для преломленных и отраженных волн. Более подробно эти вопросы разобраны в работе [74]. Вопросы механизма поглощения сейсмических волн в настоящей книге не рассматриваются. Наиболее полный обзор существующих теорий поглощения дан в работе [105].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАВИСИМОСТИ КОЭФФИЦИЕНТА ПОГЛОЩЕНИЯ ОТ ЧАСТОТЫ

1. Параметры поглощения

Выбор параметров поглощения базируется на предположении о том, что амплитуда гармонической волны частотой f убывает в однородной поглощающей среде по закону

$$A_x = \frac{A_0 e^{-\alpha(f)x}}{x^n}, \quad (17)$$

где A_0 — амплитуда волны в некоторой фиксированной точке M ; A_x — то же, на расстоянии x от точки M ; $\alpha(f)$ — амплитудный коэффициент поглощения, представляющий собой один из основных параметров поглощения; n — показатель степени функции расхождения.

При $n \approx 0$ из формулы (17) параметр α можно представить в виде

$$\alpha = \frac{\ln \frac{A_0}{A_x}}{x}. \quad (18)$$

Величина α имеет размерность м^{-1} . В некоторых работах α выражают в децибелах на метр. Между указанными размерностями α существует следующая связь:

$$\alpha [\text{дБ/м}] = 8,68\alpha [\text{м}^{-1}]. \quad (19)$$

Из выражения (18) видно, что величина, обратная α ,

$$x = \frac{1}{\alpha} \quad (20)$$

представляет собой расстояние, на котором амплитуда плоской гармонической волны уменьшается в e раз.

Второй основной параметр поглощения — декремент поглощения ϑ — равен произведению коэффициента поглощения α на длину волны λ

$$\vartheta = \alpha\lambda. \quad (21)$$

Декремент ϑ характеризует уменьшение амплитуды на расстоянии, равном одной длине волны. Декремент поглощения ϑ — величина безразмерная. Поглощающие способности пород для продольных и поперечных волн характеризуются также их добротностью

$$Q_P = \frac{\pi}{\vartheta_P}; \quad Q_S = \frac{\pi}{\vartheta_S}.$$

Добротность — параметр, который в ряде случаев так же, как и декремент, не зависит от частоты.

Различные типы волн можно характеризовать разными коэффициентами поглощения: средний коэффициент поглощения $\alpha_{\text{ср}}$ определяет отраженные волны, проходящие через покрывающую толщу, граничный коэффициент поглощения $\alpha_{\text{гр}}$ — преломленные волны, распространяющиеся в верхней части фундамента и т. п.

Ниже рассматриваются способы нахождения зависимости от частоты показателя степени n функции расхождения, $\alpha_{\text{гр}}$ и $\alpha_{\text{ср}}$. Зависимости $n=n(f)$, $\alpha_{\text{гр}}=\alpha_{\text{гр}}(f)$ можно определить по изменению с переменной расстояния спектров преломленных волн, а $\alpha_{\text{ср}}=\alpha_{\text{ср}}(f)$ — спектров отраженных волн. Эти способы делятся на две группы. Первая определяет абсолютные значения n , $\alpha_{\text{гр}}$ и $\alpha_{\text{ср}}$, вторая — разности $\Delta\alpha_{\text{гр}}$ или $\Delta\alpha_{\text{ср}}$ коэффициентов поглощения для различных частот.

2. Абсолютные определения n , $\alpha_{\text{гр}}$ и $\alpha_{\text{ср}}$

Если вдоль линии наблюдений получены спектры преломленной или отраженной волны, то можно построить зависимости амплитуд спектральных составляющих для различных частот f от изменения расстояния, т. е. $A=A(x, f)$, здесь f — параметр. В тех случаях, когда спектры вдоль профиля получены на встречных или нагоняющих системах, возможно для любой заданной частоты построить систему амплитудных зависимостей. К каждой такой системе, соответствующей фиксированной частоте f , применимы способы интерпретации систем кривых амплитуд преломленных и отраженных волн, описанные в работе [35]. Определяя величины $\alpha_{\text{гр}}$ и n (преломленные волны) или $\alpha_{\text{ср}}$ (отраженные волны) по системам амплитудных кривых, построенных для различных значений частоты f , можно найти величины $\alpha_{\text{гр}}$ и n или $\alpha_{\text{ср}}$, соответствующие различным частотам, и построить зависимости $n=n(f)$, $\alpha_{\text{гр}}=\alpha_{\text{гр}}(f)$ или $\alpha_{\text{ср}}=\alpha_{\text{ср}}(f)$. Если для интерпретации используют зависимости, построенные на расстояниях, где справедливы асимптотические формулы, то для толстого преломляющего слоя показатель n не зависит от частоты. Когда же преломляющий слой тонкий, в общем случае величины n , определяемые на разных частотах, могут быть различными. Это связано с тем, что при сравнительно низких частотах (т. е. малых величинах отношения мощности h слоя к длине λ_2 волны в нем) асимптотическое значение $n=0,5$, а для высоких частот (т. е. больших h/λ_2) асимптотическое значение $n=2,0$.

Основной трудностью применения способа определения абсолютных значений n , $\alpha_{\text{гр}}$ и $\alpha_{\text{ср}}$ в зависимости от частоты является сложность увязки величин амплитуд спектральных составляющих в различных точках наблюдений, особенно если расстояния между точками довольно велики. Поэтому указанный способ может быть применим на практике сравнительно в редких случаях.

3. Определение зависимости разностей $\Delta\alpha_{\text{гр}}$ или $\Delta\alpha_{\text{ср}}$ от частоты

Способ основан на определении изменений с расстоянием отношения амплитуд $A(f_h)/A(f_i)$ спектральных составляющих,

соответствующих разным частотам f_k и f_i . При этом используют изменение формы спектров с переменной расстояния.

Способ базируется на предположении о том, что функция расхождения волн n , коэффициенты конверсии, а также отражения k не зависят от частоты. При этом предположении изменение с расстоянием отношения амплитуд двух спектральных составляющих преломленной волны, соответствующих частотам f_1 и f_2 , для наклонной границы примет вид

$$\ln \frac{A(f_2)}{A(f_1)} = -\Delta\alpha_{\text{гр}} x \frac{\cos(i + \varphi)}{\cos i} - \Delta\alpha_{\text{ср}} x \frac{\sin \varphi}{\cos i} + \ln \frac{A_0(f_2)}{A_0(f_1)}, \quad (22)$$

где

$$\Delta\alpha_{\text{гр}} = \alpha_{\text{гр}}(f_2) - \alpha_{\text{гр}}(f_1); \quad \Delta\alpha_{\text{ср}} = \alpha_{\text{ср}}(f_2) - \alpha_{\text{ср}}(f_1);$$

i — угол падения луча, выходящего из источника на границу; φ — угол наклона границы.

Для отраженных волн аналогичная зависимость имеет вид

$$\ln \frac{A(f_2)}{A(f_1)} = -\Delta\alpha_{\text{ср}} r + \ln \frac{A_0(f_2)}{A_0(f_1)}, \quad (23)$$

где r — длина пути отраженной волны.

Из выражений (22) и (23) видно, что исключается влияние функции расхождения, а при рассмотрении отраженных волн также и коэффициентов отражения и конверсии. В общем случае отношение $A_0(f_2)/A_0(f_1)$ является функцией координат точки наблюдения. Разности отношений амплитуд соответственно для преломленных и отраженных волн в двух пунктах наблюдений выражаются следующим образом:

$$\ln \frac{\overrightarrow{A}(f_2)}{A(f_1)} - \ln \frac{\overrightarrow{A}(f_2)}{A(f_1)} = 2[\alpha_{\text{гр}}(f_2) - \alpha_{\text{гр}}(f_1)] x \cos \varphi + C_1; \quad (24)$$

$$\ln \frac{\overrightarrow{A}(f_2)}{A(f_1)} - \ln \frac{\overrightarrow{A}(f_2)}{A(f_1)} = [\alpha_{\text{ср}}(f_2) - \alpha_{\text{ср}}(f_1)](r_2 - r_1) + C_2, \quad (25)$$

где C_1, C_2 — постоянные.

Техника определения $\Delta\alpha_{\text{гр}} = \alpha_{\text{гр}}(f_2) - \alpha_{\text{гр}}(f_1)$ и $\Delta\alpha_{\text{ср}} = \alpha_{\text{ср}}(f_2) - \alpha_{\text{ср}}(f_1)$ аналогична технике определения $\alpha_{\text{гр}}$ и $\alpha_{\text{ср}}$, описанной в работе [39].

Если можно пренебречь изменением $A_0(f_2)/A_0(f_1)$ вдоль линии профиля, т. е. если характеристика установки сейсмографа постоянна и изменение амплитуд за счет неоднородностей в верхней части разреза не зависит от частоты, то при интерпретации спектров отраженных волн рассматриваемым способом отпадает необходимость в получении встречных систем. Разность $\Delta\alpha_{\text{ср}} = \alpha_{\text{ср}}(f_2) - \alpha_{\text{ср}}(f_1)$ определяется по одиночной кривой [см. формулу (23)].

В случае интерпретации спектров преломленных волн при $A_0(f_2)/A_0(f_1) = \text{const}$ использование одиночных кривых $\ln[A(f_2)/A(f_1)]$ возможно только для горизонтальной границы раздела, поскольку в выражение (24) входит разность коэффициентов поглощения $\Delta\alpha = \Delta\alpha(f)$ в покрывающей среде.

Используя системы встречных кривых отношений амплитуд различных спектральных составляющих или одиночные кривые, можно определить разности коэффициентов поглощения $\alpha_{гр}(f_k) - \alpha_{гр}(f_i)$ или $\alpha_{ср}(f_k) - \alpha_{ср}(f_i)$, соответствующие различным частотам f_k и некоторой фиксированной частоте f_i . Пример определения $\Delta\alpha_{гр}$ приведен на рис. 27. По полученным данным можно построить зависимость $\Delta\alpha = \Delta\alpha(f)$ ($\alpha = \alpha_{гр}; \alpha_{ср}$). В тех случаях, когда эту зависимость можно аппроксимировать простыми функциями, например линейной или степенной, возможно от разностей $\Delta\alpha$ перейти к абсолютным значениям α . Для этого величины $\Delta\alpha = \Delta\alpha(f)$ аппроксимируются кривой выбранной функции, которая отсекает на оси координат отрезок $\Delta\alpha_0 = \alpha(0) - \alpha(f_i)$. Учитывая, что при $f=0$ коэффициент поглощения $\alpha(0) = 0$, находим величину $\alpha(f_i) - \Delta\alpha_0$. Следовательно, для перехода к абсолютным значениям α достаточно сместить кривую параллельно вдоль оси ординат так, чтобы она проходила через начало координат. Пример определения зависимости $\alpha_{гр}$ от частоты f по кривым, показанным на рис. 27, представлен на рис. 28.

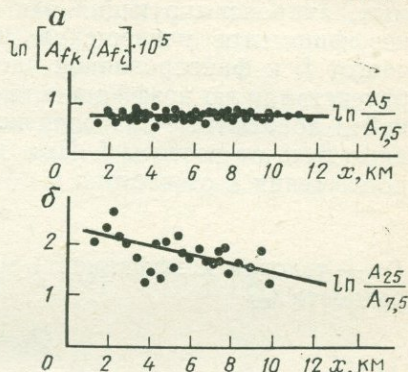


Рис. 27. Зависимость величины $\ln[A(f_k)/A(f_i)]$ ($f_i = 7,5$ Гц) от изменения расстояния x , показывающая определение разности граничных коэффициентов поглощения по спектрам продольных преломленных волн с изменением расстояния.

Данные для гранитов ($H=50$ м); значения $\Delta\alpha_{гр} \cdot 10^{-5}$, м $^{-1}$; $a - 1,2$, $b - 1,75$

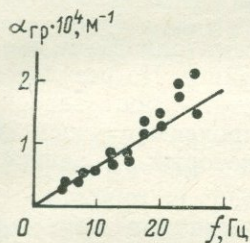


Рис. 28. Зависимость $\alpha_{гр}$ от частоты f , построенная по данным рис. 27

4. Определение зависимости коэффициента поглощения α от частоты для рефрагированных волн Р в мантии Земли

Эту зависимость находят по изменению формы амплитудных спектров прямой рефрагированной¹ волны с увеличением расстояния от источника возбуждения колебаний. Используются две модификации этого способа [49].

В первой модификации по наблюдаемым данным строят зависимости логарифма отношения амплитуд спектральных составляющих

¹ Этот метод приложим также для слаборефрагированных волн, в том числе в предельном случае использования схемы скользящего луча.

волн для различных частот f_i и фиксированной частоты f_k от длины L сейсмического луча, рассчитанной для разных расстояний при заданном распределении скоростей с глубиной. По наклону прямых, аппроксимирующих эти зависимости, определяют разности коэффициентов поглощения $\Delta\alpha(f_i) = \alpha(f_i) - \alpha(f_k)$ для различных частот f_i и фиксированной частоты f_k . Затем, используя условие равенства нулю коэффициента поглощения на частоте $f_i = 0$, можно найти абсолютные значения коэффициентов затухания α и его зависимость от частоты f . При линейной зависимости коэффициента поглощения α от частоты f

$$\alpha = mf \quad (26)$$

(m — угловой коэффициент) можно получить выражение для добротности Q_P

$$Q_P = \frac{\pi}{m v_{\text{ср} P}} \quad (27)$$

Здесь $v_{\text{ср}}$ — среднеинтервальная скорость продольных волн в интервале глубин, для которых определяют параметры затухания. Приближенно этот интервал можно считать совпадающим с диапазоном глубин проникания лучей волны.

Вторая модификация способа отличается от первой тем, что по горизонтальной оси откладываются наблюдаемые времена пробега t волн от источника. В этом случае не требуется знать распределение скоростей с глубиной. Наклон прямой, аппроксимирующей зависимость, построенную для некоторой частоты f_i , характеризует разность величин

$$\Delta\alpha(f_i) v_{\text{ср}} = [\alpha(f_i) - \alpha(f_k)] v_{\text{ср}}, \quad (28)$$

причем среднеинтервальную скорость $v_{\text{ср}}$ в рассматриваемом диапазоне глубин не нужно знать или задавать заранее. По результатам определения $\Delta\alpha(f_i) v_{\text{ср}}$ для различных частот строят зависимость $\Delta\alpha(f_i) v_{\text{ср}}$ от частоты. По наклону аппроксимирующей ее прямой определяют декремент затухания θ , который не зависит от частоты

$$\theta = \frac{\partial [\alpha(f) v_{\text{ср}}]}{\partial f}, \quad (29)$$

или добротность

$$Q_P = \frac{\pi \partial f}{\partial [\Delta\alpha(f) v_{\text{ср}}]}. \quad (30)$$

Вторая модификация способа имеет преимущество перед первой в том отношении, что она базируется только на использовании наблюдаемых величин — времен пробега и амплитудных спектров волны — и не требует знания распределения скоростей с глубиной или величин среднеинтервальной скорости при оценке добротности. Значение $v_{\text{ср}}$ должно быть известно только в том случае, если по найденной величине Q хотят определить зависимость $\alpha = \alpha(f)$.

Описанные способы, в частности, использованы для определения параметров поглощения $\alpha_P = \alpha_P(f)$ и Q_P продольных волн при их распространении в верхней и нижней мантиях Земли [56]. Для расчетов использовали сейсмические записи, полученные от больших взрывов. Зависимость $\alpha_P = \alpha_P(f)$ определена в диапазоне частот $f = 0,20 \div 1,67$ Гц.

По полученным средним значениям $\Delta\alpha_P(f_i)$ для каждого из указанных ниже интервалов глубин определена линейная зависимость α_P от частоты f с доверительными интервалами на 90%-ном уровне доверия. Уравнения осредненных линий регрессии $\alpha = \alpha(f)$ имеют следующий вид:

для $H = 100 \div 760$ км

$$\alpha_P = (4,88 \pm 1,31) f \cdot 10^{-4} \text{ км}^{-1}; \quad Q_P = 710 \pm 150;$$

для $H = 760 \div 2900$ км

$$\alpha_P = (1,82 \pm 0,63) f \cdot 10^{-4} \text{ км}^{-1}; \quad Q_P = 1380 \begin{matrix} +730 \\ -360 \end{matrix}. \quad (31)$$

Осредненная зависимость α_P от f для всего исследованного интервала глубин $H = 100 \div 2900$ км, вычисленная по формуле (31),

$$\alpha_P = (2,54 \pm 0,79) f \cdot 10^{-4} \text{ км}^{-1}; \quad Q_{ср P} = 1080 \begin{matrix} +420 \\ -285 \end{matrix}. \quad (32)$$

5. Определение зависимости пластового коэффициента поглощения $\alpha_{пл}$ от частоты

Способы определения зависимости $\alpha_{пл}$ от частоты по спектрам волн являются развитием методов нахождения коэффициентов поглощения для фиксированной частоты [74] по отношению амплитуд прямой волны в двух точках или по отношению амплитуд двух волн (отраженных либо преломленных). Эти способы для преломленных или отраженных волн основаны на применении отношения спектров двух волн, соответствующих границам толстых слоев. В этом случае коэффициенты отражения и преломления на границах слоев не зависят от частоты, и находится $\alpha_{пл} = \alpha_{пл}(f)$ на том участке пути, который одна волна проходит дополнительно по сравнению с другой.

Чтобы выяснить $\alpha_{пл} = \alpha_{пл}(f)$, можно использовать различные типы волн. Ниже рассматривается определение $\alpha_{пл} = \alpha_{пл}(f)$ по отношению спектров однократных отраженных волн, а также особенности нахождения $\alpha_{пл}$ по спектрам волн некоторых других типов.

Определение $\alpha_{пл} = \alpha_{пл}(f)$ по спектрам двух однократных отраженных волн. Отношение спектров двух однократных отраженных волн, образующихся при нормальном падении волны на границы двух горизонтальных толстых слоев, можно описать так:

$$\frac{A_1(f)}{A_2(f)} = \frac{k_1}{k_2(1 - k_1^2)} \left(1 + \frac{h_2 v_2}{h_1 v_1}\right) e^{2\alpha_{пл2}(f) h_2}, \quad (33)$$

где h_1 h_2 — толщина слоев со скоростями v_1 и v_2 .

Поскольку по условию отражающие слои — толстые, можно формулу (33) представить в виде

$$\ln \frac{A_1 f}{A_2(f)} = 2\alpha_{\text{пл}2}(f) h_2 + C, \quad (34)$$

или

$$\ln \frac{A_1(f)}{A_2(f)} = \alpha_{\text{пл}2}(f) (r_2 - r_1) + C, \quad (35)$$

где

$$C = \ln \frac{k_1}{k_2(1 - k_1^2)} \left(1 + \frac{h_2 v_2}{h_1 v_1} \right);$$

$r_1 - r_2$ — разности длины пути обеих отраженных волн.

Постоянная C не зависит от частоты. Вид зависимости $\ln[A_1(f)/A_2(f)]$ от частоты, как видно из соотношения (35), определяется только зависимостью $\alpha_{\text{пл}2}$ от частоты, но на положение кривой относительно оси ординат влияют величины k_1, k_2, h_1, h_2, v_1 и v_2 . По полученным кривым $\ln[A_1(f)/A_2(f)] = \varphi(f)$ в некоторых случаях могут быть найдены абсолютные значения $\alpha_{\text{пл}2} = \alpha_{\text{пл}2}(f)$ и всегда может быть вычислена разность $\Delta\alpha_{\text{пл}2}(f) = \alpha_{\text{пл}2}(f_k) - \alpha_{\text{пл}2}(f_i)$ коэффициентов поглощения для текущей частоты f_k и некоторой фиксированной частоты f_i .

Определение абсолютных значений $\alpha_{\text{пл}2} = \alpha_{\text{пл}2}(f)$. Абсолютные значения $\alpha_{\text{пл}2} = \alpha_{\text{пл}2}(f)$ могут быть вычислены следующими способами.

Рис. 29. Определение зависимости пластового коэффициента поглощения от частоты по отношению спектров двух однократных продольных отраженных волн.

Данные для мергелей ($H = 1100 \div 1500$ м); значения $\alpha_{\text{пл}2} \cdot 10^3, \text{ м}^{-1}$: а — 3,73f, б — 4,35f, в — 4,04f, г — 3,64f

1. При известных k_1, k_2, h_1, h_2, v_1 и v_2 можно рассчитать постоянную C и графически вычесть ее из кривой $\ln[A_1(f)/A_2(f)] = \varphi(f)$. В результате будет получена зависимость произведения $2\alpha_{\text{пл}2}(f)h_2$ от частоты f . Уменьшая отметки шкалы ординат в $2h_2$ раза, получим кривую $\alpha_{\text{пл}2} = \alpha_{\text{пл}2}(f)$. Этот способ дает невысокую точность, так как величины k_1 и k_2 могут быть оценены лишь при-

ближенно. Последнее обусловлено тем, что реальный скоростной разрез известен недостаточно подробно и, как правило, значительно сложнее, чем простая схема строения среды, выбранная для его аппроксимации.

2. Зависимость $\ln[A_1(f)/A_2(f)] = \varphi(f)$ можно аппроксимировать кривой простой функции, например степенной или линейной (рис. 29). В этом случае определяется отрезок, отсекаемый кривой аппроксимирующей функции на оси ординат, и, поскольку при $f=0$ $\alpha_{пл2}=0$, кривая смещается на величину этого отрезка так, чтобы ее продолжение проходило через начало координат. Переход к величинам $\alpha_{пл2}$ производят так же, как в первом способе.

Практически для определения $\alpha_{пл2} = \alpha_{пл2}(f)$ применяется только второй способ. Его существенное преимущество перед первым заключается в том, что отпадает необходимость заранее знать величины k_1 и k_2 . Сравнительные способы определения пластовых коэффициентов поглощения по отношениям амплитуд отраженных волн фиксированной частоты и спектров этих волн, можно отметить, что в последнем случае не только появляется возможность определять зависимость $\alpha_{пл2}$ от частоты f , но и часто отпадает необходимость знать заранее коэффициенты отражения k_1 и k_2 . Исключение коэффициентов отражения и функции расхождения позволяет применить способ определения $\alpha_{пл}(f)$ по отношению спектров отраженных волн и в тех случаях, когда падение волны на границы слоев отличается от нормального. При этом выражение для отношения спектров усложняется и принимает вид

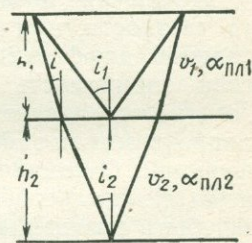


Рис. 30. Схема строения среды и траектории лучей однократных и многократных отраженных волн

$$\frac{A_1(f)}{A_2(f)} = \frac{R_{cp}(h_1, h_2, i)}{\frac{2h_1}{\cos i_1}} \frac{k_1}{k_2 \Pi \beta_j} \frac{[\omega(i_1)]}{[\omega(i)]} \times \exp \left[\frac{2\alpha_{пл2}(f) h_2}{\cos \theta} + 2\alpha_{пл1}(f) h_1 \left(\frac{1}{\cos i} - \frac{1}{\cos i_1} \right) \right], \quad (36)$$

где $1/R$ — функция расхождения для волны, отраженной от более глубокой границы;

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{\left[\frac{h_i}{\cos i} + \frac{h_2}{\cos i_2} \frac{v_2}{v_1} \right] \left[\frac{h_i}{\cos i} + \frac{h_2}{\cos i_1} \frac{\cos^2 i}{\cos^2 i_2} \frac{v_2}{v_1} \right]}; \quad (37)$$

$[\omega(i_1)]$, $[\omega(i)]$ — коэффициенты конверсии; $\Pi \beta_j$ — произведение коэффициентов преломления на верхней границе на пути волны от источника к границе и от границы к приемнику; углы i , i_1 и i_2 показаны на рис. 30.

Представим выражение (36) в виде

$$\ln \frac{A_1(f)}{A_2(f)} = C + 2\alpha_{\text{пл}2}(f) \frac{h_2}{\cos i_2} + 2\alpha_{\text{пл}1}(f) h_i \left(\frac{1}{\cos i} - \frac{1}{\cos i_1} \right). \quad (38)$$

Определить зависимость $\alpha_{\text{пл}2} = \alpha_{\text{пл}2}(f)$ возможно, если либо известна зависимость $\alpha_{\text{пл}1} = \alpha_{\text{пл}1}(f)$, либо удовлетворяется неравенство

$$\alpha_{\text{пл}1}(f) h_i \left(\frac{1}{\cos i} - \frac{1}{\cos i_1} \right) \ll \frac{\alpha_{\text{пл}2}(f) h_2}{\cos i_2}. \quad (39)$$

Исключая последний член в формуле (38), когда он мал (в частности, при близких углах i и i_1 , что возможно в случае сильной дифференциации скоростей v_1 и v_2), или учитывая его, если зависимость $\alpha_{\text{пл}1}(f)$ известна, можно определить $\alpha_{\text{пл}2}(f)$. Для этого следует воспользоваться указанными ранее способами аппроксимации зависимости $\ln [A_1(f)/A_2(f)] = \varphi(f)$ кривыми простых функций. Очевидно, что учет всех коэффициентов $k_1, k_2, \beta_j, [\omega(i_1)]$ и $[\omega(i)]$ нецелесообразен, поскольку в выборе каждого из них могут быть допущены значительные ошибки.

Определение разности коэффициентов поглощения $\Delta\alpha_{\text{пл}2} = \Delta\alpha_{\text{пл}2}(f)$. Если величины, входящие в постоянную C в формулах (35) и (38), неизвестны и кривая $\ln [A_1(f)/A_2(f)] = \varphi(f)$ не может быть аппроксимирована кривыми простых функций, то определение зависимости абсолютных величин $\alpha_{\text{пл}2}$ от частоты становится невозможным. В этом случае можно вычислить только разности значений $\alpha_{\text{пл}2}$ для текущей частоты f_k и некоторой фиксированной частоты f_i .

$$\Delta\alpha_{\text{пл}2}(f_k) = \frac{1}{2h_2} \left[\ln \frac{A_1(f)}{A_2(f)} - \ln \frac{A_1(f_i)}{A_2(f_i)} \right]. \quad (40)$$

Техника определения $\Delta\alpha_{\text{пл}2}(f)$ заключается в следующем. Кривая $\ln [A_1(f)/A_2(f)]$ перемещается вдоль оси ординат так, чтобы при $f=f_i$ ее ордината была равна нулю. Отметим шкалы $\ln [A_1(f)/A_2(f)]$ уменьшаются в $2h_2$ раза при $i_2=0$ или в $2h_2/\cos i_2$ раз при $i_2 \neq 0$.

Определение $\alpha_{\text{пл}2} = \alpha_{\text{пл}2}(f)$ и $\Delta\alpha_{\text{пл}2}(f)$ по отношению спектров других волн. Аналогичные способы нахождения зависимости $\alpha_{\text{пл}2}$ или $\Delta\alpha_{\text{пл}2}$ от частоты f применимы для спектров волн других типов. Ниже приводятся расчетные формулы для определения $\alpha_{\text{пл}}$ по отношению спектров некоторых других типов волн, регистрируемых при изучении реальных сред. При этом выбраны только такие сочетания волн, для которых интерпретация отношения спектров может быть проведена наиболее просто.

Однократные и многократные отраженные волны, соответствующие одной и той же границе раздела. Для указанных типов волн зависимость $\ln [A_1(f)/A_2(f)] = \varphi(f)$ при $i_2=0$ имеет вид формулы (35), а при $i_2 \neq 0$ — (38), но выражение для постоянной C различается от отношения спектров двух однократных отраженных волн,

приведенного ранее. В случае $i_2=0$ для частично-кратных волн

$$C = \ln \frac{h_1 + 2h_2 \frac{v_2}{v_1}}{h_1 + h_2 \frac{v_2}{v_1}} - \ln k_2 k_1; \quad (41)$$

для двукратных волн

$$C = \ln 2 - \ln k_2 k_1, \quad (42)$$

где k_1 и k_2 — соответственно коэффициенты отражения на основной и промежуточной границах.

При углах падения $i_2 \neq 0$ формулы для постоянной C усложняются (они не приводятся).

Примеры нахождения $\alpha_{\text{пл}} = \alpha_{\text{пл}}(f)$ по отношению спектров однократной и двукратной волн приведены в работе [74]. При использовании двукратных волн после определения отрезка C , отсекаемого аппроксимирующей прямой на оси ординат, можно оценить величину произведения k_1, k_2 коэффициентов отражения на обеих отражающих границах. Когда берут частично-кратные волны, найти k_1, k_2 возможно, если известны величины h_1, h_2, v_1 и v_2 .

Однократные и многократные преломленные волны, соответствующие одной и той же границе раздела. Многократные волны — отраженно-преломленные или преломленно-отраженные — регистрируются часто особенно в районах с неглубоким залеганием кристаллического фундамента или поверхности карбонатных пород. Поэтому возможно использование их спектров совместно со спектрами однократных преломленных волн для определения зависимости $\alpha_{\text{ср}} = \alpha_{\text{ср}}(f)$ или $\Delta\alpha_{\text{ср}} = \Delta\alpha_{\text{ср}}(f)$ в покрывающей среде. Для простоты рассмотрим случай, когда отражение происходит на свободной поверхности. Отношение спектров обеих волн имеет вид

$$\ln \frac{A_{\text{одн}}(f)}{A_{\text{мн}}(f)} = \ln \frac{R_{\text{ср}2}(x)}{R_{\text{ср}1}(x)} - \ln k_1 k_2 + \frac{2h}{\cos i} [\alpha_{\text{ср}}(f) - \alpha_{\text{гп}}(f) \sin i], \quad (43)$$

где $1/R_{\text{ср}1}(x), 1/R_{\text{ср}2}(x)$ — функции расхождения соответственно для однократной и многократной волн; $\alpha_{\text{ср}}(f), \alpha_{\text{гп}}(f)$ — коэффициенты поглощения соответственно в покрывающей среде и вдоль преломляющей границы.

Если спектры получены на расстояниях от пункта взрыва, при которых $R_{\text{ср}1}(x) = R_{\text{ср}2}(x)$, то первый член в формуле (43) исключается. Зависимость $\alpha_{\text{гп}} = \alpha_{\text{гп}}(f)$ может быть определена по спектрам однократной преломленной волны, найденным из встречных систем [39]. Суммируя зависимости $\ln[A_{\text{одн}}(f)/A_{\text{мн}}(f)] = \varphi_1(f)$ и $2h \operatorname{tg} i \alpha_{\text{гп}}(f) = \varphi_2(f)$, можно по результирующей кривой $\varphi_3(f) = \varphi_1(f) + \varphi_2(f)$ определить $\alpha_{\text{ср}}(f)$ или $\Delta\alpha_{\text{ср}}(f)$ таким же способом, как было описано ранее. В некоторых случаях, в частности, если кристаллические или метаморфические породы залегают под

терригенными отложениями, $\alpha_{гр}(f) \ll \alpha_{ср}(f)$. Тогда отпадает необходимость в учете зависимости $\alpha_{гр} = \alpha_{гр}(f)$ и зависимость $\alpha_{ср} = \alpha_{ср}(f)$ определяется непосредственно по кривой $\ln[A_{одн}(f)/A_{мн}(f)] = \varphi(f)$.

Отраженная и прямая волны. В связи с тем, что часто проводят работы по совместному использованию данных, полученных при наблюдениях на поверхности земли и в скважинах, целесообразна разработка способов совместной интерпретации спектров прямых и отраженных волн. Пусть при одном и том же взрыве определены спектры волн отраженной $A_{отр}$ от толстого слоя и прямой $A_{пр}$, зарегистрированной на некотором расстоянии r_1 от источника. Положим, что коэффициент поглощения для каждой заданной частоты одинаков во всех частях среды, т. е. и там, где распространялись прямая и отраженная волны. Отношение спектров вертикальной составляющей смещений или какой-нибудь из его производных для прямой и отраженной волн выражается формулой (35), где

$$C = \ln \frac{r_2}{r_1} \frac{1}{k} \frac{\cos i_1}{[\omega(i)]}. \quad (44)$$

Здесь r_2, r_1 — длины пути соответственно отраженной и прямой волн; углы i и i_1 показаны на рис. 31.

Рис. 31. Траектории лучей прямой (OC) и отраженной (OAB) волн

Определение $\alpha_{пл} = \alpha_{пл}(f)$ при наличии промежуточных границ раздела. Описанные в настоящем разделе способы определения $\alpha_{пл} = \alpha_{пл}(f)$ базируются на предположении об отсутствии границ раздела в той части среды, для которой производят эти определения. Если же имеются промежуточные границы раздела слоев, то в этом случае находят зависимость эффективных коэффициентов поглощения от частоты, обусловленных совместно неидеальной упругостью и слоистостью среды. Зависимости $\alpha_{пл.эф} = \alpha_{пл.эф}(f)$ используют при интерпретации с целью оценки отношения амплитуд различных волн. Вместе с тем для изучения поглощающих свойств реальных сред интересно от зависимости $\alpha_{пл.эф} = \alpha_{пл.эф}(f)$ перейти к зависимости $\alpha_{пл} = \alpha_{пл}(f)$, т. е. истинного пластового коэффициента поглощения от частоты.

Толстые промежуточные слои раздела. Такие слои не влияют на форму зависимостей $\ln[A_1(f)/A_2(f)] = \varphi(f)$. При применении метода аппроксимации наблюдаемых кривых отношения спектров двух волн кривыми простых функций коэффициенты преломления волн на границах этих слоев исключаются вместе с другими величинами (k_1, k_2 и др.), не зависящими от частоты. В результате абсолютные значения коэффициентов поглощения принципиально могут быть определены правильно. Заметим, что в рассматриваемом случае определение $\alpha_{пл} = \alpha_{пл}(f)$ путем аппроксимации наблюдаемых зависимостей $\ln[A_1(f)/A_2(f)] = \varphi(f)$ кривыми простых функций имеет преимущества перед способом вычисления и исключе-

ния постоянной C . Для правильного определения C нужно знать коэффициенты преломления на промежуточных границах, в противном случае коэффициенты $\alpha_{пл}$ будут определены неверно. При применении же способа аппроксимации не нужно знать даже о самом существовании промежуточных границ толстых слоев.

6. Связь поглощения и затухания сейсмических волн

В ряде случаев невозможно разделить уменьшение амплитуды сейсмических волн, вызванное поглощением за счет неидеальной упругости среды, и отражениями и преломлениями на границах различных неоднородностей среды — тонких слоев и пачек. Такая ситуация возникает, например, при региональных сейсмических исследованиях. При этом определяют затухание в среде, которое является следствием как поглощающих свойств горных пород, слагающих разрез, так и строения геологического разреза.

В реальной тонкослойной среде затухание колебаний, возбужденных точечным источником, с изменением расстояния обусловлено следующими основными причинами:

- 1) расхождением фронта волны;
- 2) отражением и преломлением на границах различных неоднородностей в среде — тонких слоев и пачек;
- 3) поглощением за счет неидеальной упругости среды.

При теоретических расчетах характеристик волн в идеально упругой среде автоматически учитывается первый фактор и частично второй (отражение и преломление волн на опорных пачках в среде). Способ учета влияния на распространение волн тонких слоев, расположенных между опорными пачками, и поглощения в среде, обусловленного ее неидеальной упругостью, приведен в работе [165]. Уменьшение амплитуд плоской продольной волны, проходящей через тонкослойный разрез, за счет рассеяния на тонких слоях по результатам исследований [165] описывается экспоненциальной зависимостью

$$A = A_0 e^{-\zeta x}, \quad (45)$$

где коэффициент рассеяния ζ — линейная функция частоты f , причем при заданной частоте величина ζ тем больше, чем значительнее отклонения скорости в тонких слоях от среднего значения скорости в среде.

Коэффициент поглощения волн за счет неидеальной упругости среды по многочисленным экспериментальным данным [29, 55—58, 74 и др.] также является линейной функцией частоты. Поэтому затухание волн за счет обоих факторов — рассеяния на тонких слоях и поглощения — можно описать одним коэффициентом затухания α , являющимся линейной функцией частоты, или в более общем виде степенной функцией

$$\alpha(f, h) = A(h) f^\nu, \quad (46)$$

где показатель степени ν заключен в пределах $0 < \nu < 2$.

Таким образом, параметры $\alpha_{\text{ср}}$, $\alpha_{\text{гр}}$ и т. п. имеют разный физический смысл в зависимости от строения среды. В случае толсто-слоистых сред это истинные параметры поглощения, в применении к тонкостлоистым средам их правильнее называть параметрами затухания. И в том, и в другом случаях они являются характеристикой реальных сред.

Глава VI

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ КОЭФФИЦИЕНТОВ И ДЕКРЕМЕНТОВ ПОГЛОЩЕНИЯ ОБЪЕМНЫХ ВОЛН

Для наиболее распространенных горных пород определены амплитудные коэффициенты α и декременты поглощения ϕ и их зависимости от частоты f в продольных Р и поперечных S волнах. Эти определения выполнены как в условиях естественного залегания пород, так и в лабораторных на образцах и блоках пород. Для некоторых пород α и ϕ найдены в диапазоне частот 0,05— 10^5 Гц в условиях их естественного залегания и 10^4 — 10^7 Гц при лабораторных исследованиях. Для определения α и ϕ использовали записи, полученные при сейсморазведке КМПВ, МОВ, ГСЗ и скважинных исследованиях методами сейсмического и акустического каротажа, просвечивания, торпедирования и др. [29, 35, 54—58, 83—85, 89—92].

При сейсморазведке, в том числе в шахтах и других горных выработках, применяли как взрывные, так и невзрывные источники возбуждения сейсмических колебаний. Для определения α и ϕ в коре и мантии Земли использовали записи от землетрясений и больших взрывов.

В зависимости от условий залегания пород и применявшихся методов изучения параметров их затухания обычно определяли один или два коэффициента поглощения из совокупности α , $\alpha_{\text{ср}}$, $\alpha_{\text{пл}}$, $\alpha_{\text{гр}}$ и $\alpha_{\text{гр.эф}}$. Так, например, в кристаллических массивах и однородных толщах осадочных пород находили α либо $\alpha_{\text{ср}}$, в горизонтально и вертикально толсто-слоистых средах ($h/\lambda > 2$) — $\alpha_{\text{ср}}$, $\alpha_{\text{пл}}$ и $\alpha_{\text{гр}}$, в тонкостлоистых средах ($h/\lambda < 2$) — $\alpha_{\text{пл2}}$ [74] или $\alpha_{\text{гр.эф}}$ и т. п. Значения коэффициентов поглощения для одних и тех же пород несколько разнятся. Этот вопрос исследовался в работе [74], где показано что разница лежит в пределах точности определения величин α , т. е. различаются в 2—3 раза. Поэтому в настоящей работе значения коэффициентов поглощения рассматриваются в виде одной совокупности α . В равной степени это относится и к значениям декрементов поглощения ϕ .

Заметим, что независимо от строения изученных сред в условиях естественного залегания и методов определения α их значения следует рассматривать как эффективные. Последнее обусловлено тем, что они характеризуют поглощение сейсмической энергии не только за счет неидеальной упругости среды, но и

вследствие ее рассеяния на неоднородностях разной природы и различного масштаба. Кроме того, это объясняется также не совсем точным учетом расхождения волн и некоторых других факторов.

Коэффициенты поглощения изменяются в горных породах в значительно более широких пределах, чем скорости. Например, величина α в осадочных породах может меняться на три-четыре порядка при изменении скорости в пределах 500—5000 м/с. Подобные явления отмечены для метаморфических и кристаллических пород. У изучавшихся осадочных и кристаллических пород отмечено, что при изменении α на пять порядков скорости v_p менялись в диапазоне 500—8200 м/с, отношение v_p/v_s — 1,5—4,0, плотности — 1,5—4,0 г/см³, отношение скоростей на контактах пород и их слоев — от 0,1—0,3 в средах с большой скоростной дифференциацией до 0,80—0,98 — со слабой.

Это связано с тем, что физико-механические свойства реальных сред и пород изменяются в очень широких пределах. Практически в большинстве случаев имеется изменчивость строения и свойств пород как с глубиной, так и в горизонтальном направлении. Большие пределы изменения коэффициентов поглощения сейсмических волн сильно усложняют задачу определения поглощающих свойств пород. В то же время значительная дифференциация пород по их поглощающим свойствам открывает дополнительные возможности в их изучении.

1. Точность определения коэффициентов и декрементов поглощения

На точность определения рассматриваемых параметров $\delta\alpha$ и $\delta\beta$ в условиях естественного залегания пород влияют многие факторы. Основными из них являются: фильтрующие свойства применяемой аппаратуры и верхней части геологического разреза, в частности спектральные характеристики среды в пунктах наблюдений, частота колебаний сейсмических волн, свойства горных пород, литологический состав, физико-механические свойства слагающих их компонент, степень метаморфизации и выветривания, водо-газонефтенасыщенность, температура, глубина залегания, литостатическое давление, строение изучаемых сред — горизонтальная и вертикальная слоистость, мощность слоев, криволинейность границ и др. Точность определения $\delta\alpha$ и $\delta\beta$ зависит также от методики полевых наблюдений и способов вычислений α .

Степень влияния перечисленных выше факторов на $\delta\alpha$ и $\delta\beta$ исследовалась в работах [34, 106]. Установлено, что $\delta\alpha$ при единичных измерениях в условиях естественного залегания пород невелико и в случае наиболее неблагоприятной среды значения α могут различаться в 2—4 раза. Однако при наблюдениях в одних и тех же породах $\delta\alpha$ удается повысить до нескольких десятков процентов путем проведения серии повторных измерений и последующего статистического осреднения результатов. В случае

Порода	v_p , м/с	$\frac{v_p}{v_s}$	f , Гц	α_p , м ⁻¹
1	2	3	4	5
Песок сухой	500	1,80	20—40	$(3-8) \cdot 10^{-2}$
То же	1500—1900	1,80	100—200	—
„	900—980	1,50—1,70	$(3-15) \cdot 10^4$	—
Песок влажный	1700	3,60	300—400	—
То же	2200	3,10	40—60	—
„	400—600	—	$(1-2) \cdot 10^4$	—
Песок нефте-, газонасы- щенный	1950	—	40—60	$(9-100) \cdot 10^{-3}$
Суглинок лессовидный	400—500	1,80—2,00	50—150	—
Песчано-глинистая по- рода	1800—2300	2,00—3,00	20—35	—
То же	1500	—	40—60	—
Глина	1500	8,90	20—30	—
„	2100	—	50—70	—
Глина влажная	1600	3,60—8,90	50—140	—
Глинистый сланец	2200	2,70	50—60	—
Мел	1200—2300	1,40	50—60	—
Мергель	3500	1,70	15—70	—
Известняк	2500	~1,90	400—500	—
„	5600—6000	~1,70	10—15	—
„	4000	~1,70	40—60	—
„	3500	~1,70	60—80	—
„	5560	1,90	~2 · 10 ⁴	—
„	6100	1,90	~2 · 10 ⁴	—
Соль каменная	4600	1,80	40—80	—
Метаморфическая поро- да фундамента	4500—5500	1,70—1,80	10—100	$(3-6) \cdot 10^{-2}$
Кристаллическая и ме- таморфическая поро- ды фундамента	4500—5800	1,70—1,80	80—100	$(2-5) \cdot 10^{-3}$

m_p , с/м	ϑ_p	ϑ_s	Условия эксперимента	Источник
6	7	8	9	10
$(1,4-2,0) \cdot 10^{-3}$	0,70—1,00	—	Естественные, $H=0 \div 1$ м	[113]
$(1,6-4,0) \cdot 10^{-4}$	0,30—0,60	—	Естественные, $H=7 \div 30$ м	[32, 74]
$(3,0-4,0) \cdot 10^{-4}$	0,30—0,60	—	Лабораторные, $\rho=10 \div 70$ кгс/см ²	[5, 167]
$(1,0-1,2) \cdot 10^{-4}$	0,15	0,25	Естественные, $H=30$ м	[74]
$(1,5-5,0) \cdot 10^{-4}$	0,10—0,15	0,08	Естественные, $H=900 \div 1600$ м	[124]
$(1,5-2,5) \cdot 10^{-3}$	0,10—1,50	—	Лабораторные, $\rho=1$ кгс/см ²	[133]
—	—	—	Естественные, $H=900 \div 1000$ м	[30]
$(1,8-2,0) \cdot 10^{-3}$	0,80—1,00	0,18—0,80	Естественные, $H=1 \div 10$ м	[74, 100]
$1,4 \cdot 10^{-5}$	0,03—0,004	0,08	Естественные, $H=180 \div 2500$ м	[74]
$1,1 \cdot 10^{-4}$	0,17	—	Естественные, $H=100 \div 1600$ м	[124]
$(1,0-6,0) \cdot 10^{-3}$	0,40—0,70	0,40	Естественные, $H=0$	[113]
$1,4 \cdot 10^{-5}$	0,03	—	Естественные, $H=420 \div 900$ м	[74]
$4,5 \cdot 10^{-5}$	0,70—0,80	0,08—0,40	Естественные, $H=20 \div 40$ м	[58, 59, 74]
$5 \cdot 10^{-4}$	0,10	0,31	Естественные, $H=80 \div 250$ м	[74]
$(1,7-9,0) \cdot 10^{-5}$	0,02	0,01	Естественные, $H=100 \div 750$ м	Автор
$(3,6-4,3) \cdot 10^{-5}$	0,12—0,15	—	Естественные, $H=1100 \div 1400$ м	То же
10^{-4}	0,20—0,25	—	Естественные, $H=200 \div 900$ м	[74]
$(6,0-14,0) \cdot 10^{-6}$	0,04—0,10	—	Естественные, $H=900 \div 1200$ м	[74]
$1 \cdot 10^{-5}$	0,50	—	Естественные, $H=800 \div 1300$ м	[74]
$5 \cdot 10^{-6}$	0,02—0,03	—	Естественные, $H=800 \div 1600$ м	[74]
$5 \cdot 10^{-6}$	0,03	0,02	Лабораторные	[74]
$3 \cdot 10^{-6}$	0,02	0,01	„	[74]
$2 \cdot 10^{-6}$	0,02	0,05	Естественные, $H=200 \div 1500$ м	[40, 75]
—	—	—	Естественные, $H=2000 \div 3000$ м	[56]
$(2-5) \cdot 10^{-5}$	—	—	Естественные, $H=0 \div 50$ м	Автор

Порода	v_p , м/с	$\frac{v_p}{v_s}$	f , Гц	α_p , м ⁻¹
1	2	3	4	5
Кристаллическая порода фундамента . . .	5500—6000	1,70	15—40	$(2-20) \cdot 10^{-4}$
То же	6100—6200	1,70	15	$n \cdot 10^{-4}$
Кристаллическая порода фундамента (вертикально-слоистые среды)	2000—4500	1,70—2,00	50—90	—
Гнейс	4000—4500	2,50—3,00	50—100	—
Порфир	3000—3800	2,20—2,70	100—120	—
Гранит	5000	1,70	5—25	—
„	4900—5500	1,70	10—50	—
„	4880—5500	1,67—1,73	$(2-20) \cdot 10^4$	—
„	5100	1,73	10^6	—
Гранито-гнейс	4750	1,78	10^6	—
Гнейс двухслюдный	5300	1,70	10^6	—
Гнейс, кварц, биотит плагиоклазовый	5680	1,73	10^6	—
Габбро	6300	1,73	10^6	—
Серпентинит	6400	1,70	10^6	—
Джеспилит	3400—5500	~1,80	450—500	—
Магнетито-гематитовая руда	5200—6000	~1,80	450—500	—
Эгириновый роговик	6000—6600	1,80	450—500	—

m_p , с/м	ϑ_p	ϑ_s	Условия эксперимента	Источник
6	7	8	9	10
—	—	—	Естественные, $H=1500 \div 2000$ м	[56]
—	—	—	Естественные, $H=1500 \div 2000$ м	[56]
$(2-10) \cdot 10^{-3}$	—	—	Естественные, $H=5 \div 150$ м	[74]
$(4-9) \cdot 10^{-5}$	0,16—0,36	0,12—0,14	Естественные, $H=0 \div 50$ м	Автор
$(1,0-1,5) \cdot 10^{-5}$	0,03—0,04	0,20—0,30	Естественные, $H=0$	[74, 100]
$6,5 \cdot 10^{-6} - 1,5 \cdot 10^{-5}$	0,03	0,02	Естественные, $H=200$ м	[55, 57]
~ $1,5 \cdot 10^{-5}$	0,07	—	Естественные, $H=50$ м	Автор
~ 10^{-5}	0,05	0,04—0,16	Лабораторные, на блоках различных месторождений	[153]
$1,3 \cdot 10^{-5}$	0,07	0,07	Лабораторные, на блоках различных месторождений	[122]
$1,2 \cdot 10^{-5}$	0,06	0,07	Лабораторные, на блоках различных месторождений $p=40 \div 400$ кгс/см ²	[122]
$1,4 \cdot 10^{-5}$	0,07	0,07	Лабораторные, на блоках различных месторождений $p=40 \div 400$ кгс/см ²	[122]
$1,2 \cdot 10^{-5}$	0,07	0,06	Лабораторные, на блоках различных месторождений $p=40 \div 400$ кгс/см ²	[122]
$5 \cdot 10^{-6}$	0,03	0,03	Лабораторные, на блоках различных месторождений $p=40 \div 400$ кгс/см ²	[122]
$8,4 \cdot 10^{-6}$	0,05	0,03	Лабораторные, на блоках различных месторождений $p=40 \div 400$ кгс/см ²	[122]
—	—	0,18—0,23	Естественные, $H=212$ м	[100]
—	—	0,02—0,13	Естественные, $H=267$ м	[100]
—	—	0,08—0,10	Естественные, $H=267$ м	[100]

Порода	v_p , м/с	$\frac{v_p}{v_s}$	f , Гц	α_p , м ⁻¹
1	2	3	4	5
Земная кора	6100—6200	1,73	0,05—2,50	—
Верхняя мантия	—	1,73	0,20—1,50	—
Нижняя мантия	—	1,73	0,20—1,50	—

Примечание. p — давление.

измерений на образцах и блоках кристаллических пород точность определения α достигала $\pm 10\%$ [153]. Точность $\delta\theta$ практически всецело зависит от $\delta\alpha$, поскольку входящие в выражение для вычисления величины v_p , v_s и f определяют с относительно высокой точностью (несколько процентов).

В приводимых ниже значениях α и θ точность их определений характеризуется либо стандартным отклонением, либо их крайними значениями. Для части данных оценку точности нахождения α и θ не проводили, либо она не приводится в работах, откуда взяты сведения.

2. Значения коэффициентов и декрементов поглощения

В табл. 10 приведены экспериментально определенные значения α_p и θ_p для продольных волн и θ_s для поперечных в наиболее часто встречающихся осадочных породах, слагающих верхнюю часть геологического разреза, а также в кристаллических и метаморфических породах фундамента. Данные частично заимствованы из работы [74] и дополнены результатами более поздних исследований, в том числе и автора. Так как используются сведения лишь по некоторым районам, то приводимые значения α и θ следует рассматривать как приближенные.

В тех случаях, когда экспериментальные значения α , α_{cp} , $\alpha_{пл}$ и $\alpha_{гр}$ в исследуемом диапазоне частот могли быть осреднены линейной зависимостью от частоты вида $\alpha = mf$ (m — значение α при частоте $f = 1$ Гц), в табл. 10 даны только величины m . Они характеризуют средние значения коэффициентов поглощения α в породе при частоте 1 Гц. Если же экспериментальные данные нельзя было осреднить линейной зависимостью, брали крайние их значения в изучавшемся диапазоне частот. В табл. 10 специально не указывается, какими методами и какие виды коэффициентов поглощения определены из их совокупности, приведенной в графе 5. Это может быть установлено по источникам, из которых взяты значения α .

Как следует из табл. 10, величины m_p для продольных волн в различных породах изменяются от $n \cdot 10^{-3}$ до $n \cdot 10^{-7}$ с/м. Наи-

m_p , с/м	ϑ_p	ϑ_s	Условия эксперимента	Источник
6	7	8	9	10
$(1,8-2,0) \cdot 10^{-6}$	—	—	Естественные, $H=35 \div 50$ км	Автор
$(4,9-0,31) \cdot 10^{-7}$	—	—	Естественные, $H=100 \div 760$ км	"
$(1,82-0,63) \cdot 10^{-7}$	—	—	Естественные, $H=760 \div 2900$ км	"

большие значения m_p , т. е. максимальное поглощение, характерны для сухих рыхлых осадочных пород, песков, суглинков и т. п., залегающих на поверхности или вблизи нее, для сильновыветрелых кристаллических пород типа гнейсов и других, также расположенных вблизи поверхности. Величины ϑ_p этих пород лежат в пределах от $n \cdot 10^{-1}$ до 1. Наименьшие значения m_p порядка $n(10^{-5} - 10^{-6})$ с/м характерны для плотных, неразрушенных кристаллических пород типа гранитов, габбро и др. Величины ϑ этих пород изменяются в пределах $n(10^{-2} - 10^{-3})$. Плотные осадочные породы, известняки, мергели и т. п. имеют m_p в диапазоне $n(10^{-4} - 10^{-5})$ с/м, а $\vartheta_p \approx n(10^{-1} \div 10^{-2})$. Для пород коры и мантии Земли $m_p \approx n(10^{-6} \div 10^{-7})$ с/м, а $\vartheta_p \approx n(10^{-2} \div 10^{-3})$.

Из данных, приведенных в табл. 10, видна также зависимость величин α и ϑ от глубины H , частоты f и их отношений для волн P и S от величины v_p/v_s .

3. Зависимость коэффициентов и декрементов поглощения от глубины

В осадочных породах (см. табл. 10) с ростом глубины, как правило, отмечается уменьшение значений α [74, 124]. Наиболее заметное понижение величины α (в 5—10 раз) происходит при увеличении глубины в пределах 0—200 м. Дальнейший рост глубины уменьшает незначительно значения α . Так, например, по данным работы [124] в песчано-глинистых отложениях при увеличении H в диапазоне 200—1600 м значение α понизилось всего в 2 раза, от $4 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-3}$ м⁻¹. В плотных кристаллических породах значения α с ростом H практически не изменяются. Однако в верхней части разреза в сильновыветрелых породах в ряде районов было отмечено значительное (в 10—20 раз) уменьшение α с увеличением глубины в пределах 0—50 м.

Для рыхлых осадочных пород, залегающих на дневной поверхности или вблизи нее, при увеличении H в пределах 0—200 м наблюдается заметное (в 2—3 раза) уменьшение средних значений ϑ в диапазоне 0,6—0,3 (см. табл. 10). Плотные и слабосцементированные осадочные породы с ростом H характеризуются лишь

незначительным уменьшением значений ϑ_P , оценить которое из-за недостаточной точности определений ϑ_P затруднительно. Для плотных кристаллических пород уменьшение ϑ_P с повышением глубины практически не наблюдается.

Рассмотрим зависимость отношений α_P/α_S и ϑ_P/ϑ_S от v_P/v_S . Значения α_P/α_S и ϑ_P/ϑ_S для разных пород в зависимости от их физических свойств — отношений v_P/v_S , плотности ρ , коэффициента Пуассона σ , степени их разрушенности, водо-газо- и нефтенасыщенности и некоторых других — различаются. Можно выделить две области значений v_P/v_S , равные примерно 1,7—2,0 и более 2, для которых заметно разнятся величины α_P/α_S и ϑ_P/ϑ_S .

Значения $v_P/v_S=1,7\div 2,0$ (см. табл. 10) характеризуют невыветрелые кристаллические и метаморфические породы фундамента и плотные необводненные осадочные породы. Для них $\alpha_P/\alpha_S \approx 0,5\div 0,6$ и $\vartheta_P/\vartheta_S \approx 1$. Величины $v_P/v_S > 2$ свойственны рыхлым осадочным породам, залегающим на дневной поверхности или вблизи нее ($v_P \approx 500\div 800$ м/с), водо-газо- и нефтенасыщенным породам, глинам и глинистым сланцам. Для них отмечается значительное уменьшение средних отношений α_P/α_S (0,10—0,15) и ϑ_P/ϑ_S (0,15—0,40). При этом крайние значения колеблются в указанных соотношениях в больших пределах, чем в аналогичных соотношениях для кристаллических, метаморфических и плотных осадочных пород.

4. Зависимость коэффициентов и декрементов поглощения от частоты

На основании экспериментальных данных, полученных при полевых и лабораторных измерениях, установлено, что α в большинстве различных горных пород возрастает с частотой по закону, близкому к линейному, а ϑ практически в пределах разброса экспериментальных значений не зависит от частоты. Подобный вывод сделан многими исследователями в случае изучения пород близкого состава, причем в ограниченном диапазоне частот, составляющих в условиях естественного залегания 5—500 Гц [74, 100], при лабораторных исследованиях — 10^4 — 10^7 Гц [5, 133].

Как показано в работе [50], зависимость α от f , близкая к линейной, наблюдается в очень широком диапазоне частот (0,1— 10^7 Гц) для пород как однородного литологического состава, так и различного (рис. 32).

В газо-, водо- и нефтенасыщенных песчано-глинистых отложениях и в некоторых других зависимость коэффициента поглощения α_P от частоты близка к квадратичной вида $\alpha_P = mf^2$ [32, 74, 140]. В реальных же средах эта зависимость — более сложная, чем линейная или квадратичная. Последнее связано с тем, что реальные среды являются неоднородными и состоят из различных компонент — неодинаковых тонких слоев, кристаллов разной величины и т. п. Неоднородные среды ведут себя как фильтры, в которых одни полосы частот пропускаются, а другие поглоща-

ются. Сочетание неидеальной упругости и неоднородности реальных сред может обусловить более сложные зависимости коэффициентов и декрементов поглощения от частоты, чем это установлено по имеющимся экспериментальным данным.

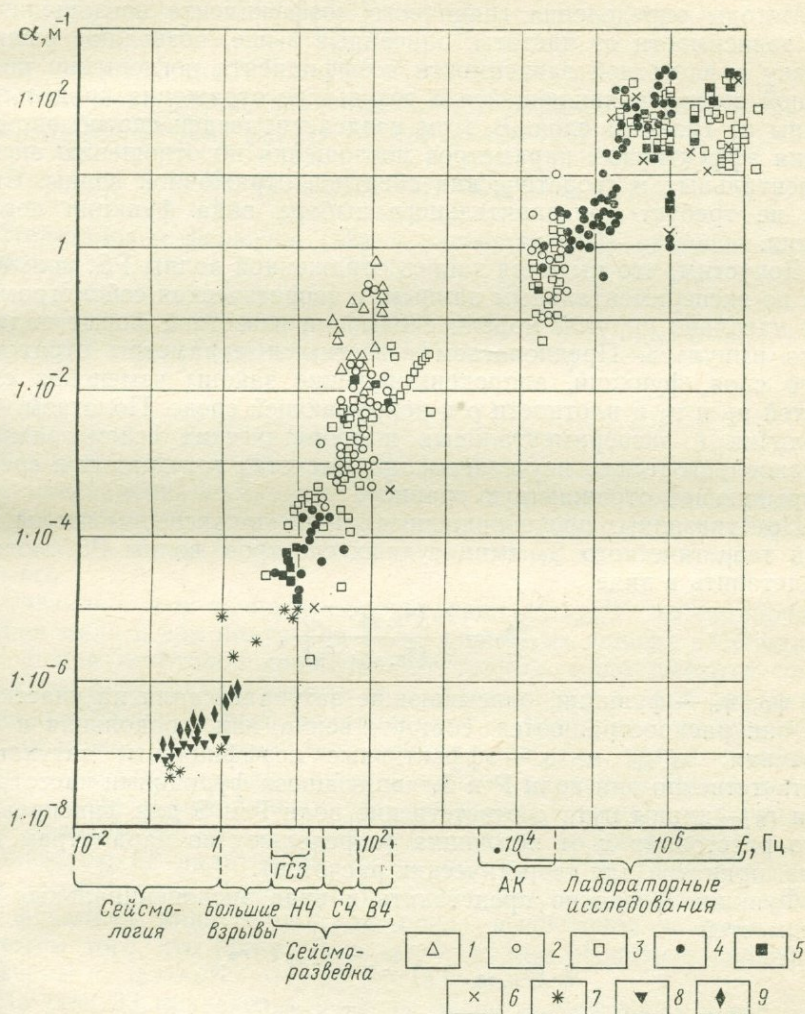


Рис. 32. Зависимость коэффициента поглощения от частоты для пород разного литологического состава.

1 — рыхлые осадочные породы (чернозем, суглинки, сухой галечник, глина рыхлая); 2 — осадочные породы, слабцементированные (песчано-глинистые породы, пески, глина плотная, морские осадки); 3 — плотные осадочные породы (известняк, песчаник, глинистые сланцы, мергель, ангидрит, доломит, алевролит, аргиллит, брекчия, туф); 4, 5 — изверженные породы (гранит — 4, базальт, диорит, порфир, габбро, диабаз, эффузивные породы, альбитофир — 5); 6 — метаморфические породы (гнейс, мрамор, кварцит, слюдяные и кристаллические сланцы); 7 — поверхность Мохоровичича, земная кора, оболочка Земли, волновод на глубине 100 км по данным землетрясений; 8 — то же, по данным больших взрывов для нижней мантии; 9 — то же, для верхней: величина α включает $\alpha_{\text{эф}}$, $\alpha_{\text{ср}}$, $\alpha_{\text{пл}}$ и $\alpha_{\text{гр}}$; НЧ — низкие частоты; СЧ — средние частоты; ВЧ — высокие частоты

5. Оценка частотной зависимости эффективного коэффициента поглощения поперечных волн в среде, покрывающей отражающую границу [42]

Методы определения граничного коэффициента поглощения и его зависимости от частоты, описанные выше, позволяют решить задачу о частотной зависимости коэффициента поглощения поперечной волны, появляющейся в результате отражения продольной волны от границы слоя. В этом разделе приведен способ определения эффективных параметров поглощения по отношению экспериментальных и теоретических спектров отраженной волны. Способ не требует предварительного выбора вида функции поглощения.

Допустим, что имеются запись отраженной волны PS, полученная по экспериментальным данным, и теоретическая сейсмограмма для идеально упругой модели среды при известной форме падающего импульса. Предполагаем известными параметры отражающего слоя, функции, аппроксимирующие законы изменения скоростей v_P и v_S и плотности ρ в покрывающей среде. Полагаем, что различия в экспериментальных и теоретических сейсмограммах обусловлены только неучтенным при расчетах затуханием в среде, покрывающей отражающую границу.

При указанных предположениях отношение экспериментального S_α и теоретического S_T амплитудных спектров волны PS можно представить в виде

$$\frac{S_\alpha}{S_T} = \frac{\psi_P(\alpha_{P.эф}, r_P)}{\psi_S(\alpha_{S.эф}, r_S)}, \quad (47)$$

где ψ_P, ψ_S — функции, описывающие затухание волн на участках, где они распространяются соответственно как продольная и поперечная; $\alpha_{P.эф}, \alpha_{S.эф}$ — эффективные коэффициенты затухания соответственно для волн P и S, являющиеся функциями частоты f ; r_P и r_S — длины пути соответственно волн P и S для фиксированного расстояния x от источника (определяют по параметрам модели, принятой для теоретических расчетов).

Функции ψ можно представить в виде экспоненциальных зависимостей

$$\psi_P(\alpha_{P.эф}, r_P) = e^{-\alpha_{P.эф}(f)r_P}; \quad (48)$$

$$\psi_S(\alpha_{S.эф}, r_S) = e^{-\alpha_{S.эф}(f)r_S}. \quad (49)$$

Если одна из функций известна, то можно определить вторую. Из формул (47) — (49) имеем следующее выражение для $\alpha_{S.эф}(f)$:

$$\alpha_{S.эф}(f) = -\frac{\ln \frac{S_\alpha}{S_T} + \alpha_{P.эф}(f)r_P}{r_S}. \quad (50)$$

Однако отношение экспериментального и теоретического спектров часто возможно получить только с точностью до постоянного

множителя. Нормируя отношения спектров при частоте $f=f_{\max}$ максимума этого отношения, можно представить нормированное отношение спектров $(S_3/S_T)_H$ в виде

$$\left(\frac{S_3}{S_T}\right)_H = K \frac{S_3}{S_T}, \quad (51)$$

где K — постоянная.

После подстановки значения S_3/S_T в выражение (50) с учетом того, что при $f=f_{\max}$ $(S_3/S_T) = 1$, определим $\ln K$:

$$\ln K = \alpha_{S, \text{эф}}(f_{\max}) r_S + \alpha_{P, \text{эф}}(f_{\max}) r_P. \quad (52)$$

Подстановка формулы (52) в равенство (50) приводит к выражению

$$\alpha_{S, \text{эф}}(f) - \alpha_{S, \text{эф}}(f_{\max}) = - \frac{\ln \left(\frac{S_3}{S_T}\right)_H + [\alpha_{P, \text{эф}}(f) - \alpha_{P, \text{эф}}(f_{\max})] r_P}{r_S}. \quad (53)$$

Следовательно, с помощью этого способа может быть определена зависимость от частоты разности коэффициентов поглощения $\alpha_S(f)$ на текущей частоте f_i и фиксированной f_{\max} . Иными словами, зависимость $\alpha_{S, \text{эф}}(f)$ находится с точностью до постоянного слагаемого.

Очевидно, что точность определения $\alpha_{S, \text{эф}}(f)$ по одиночной кривой мала и для получения более надежных данных необходимо осреднение некоторой совокупности кривых. Если имеются пары спектров (экспериментальных и теоретических) в ряде точек, полученных на различных расстояниях x от источника, то по любой из них может быть вычислена кривая вида (53), причем в общем случае значение f_{\max} для каждой кривой различно. Путем осреднения совокупности кривых (53) возможно определить осредненную зависимость $\alpha_{S, \text{эф}}(f) - \alpha_{S, \text{эф}}(f_i)$, т. е. зависимость $\alpha_{S, \text{эф}}(f)$ с точностью до аддитивной постоянной $\alpha_{S, \text{эф}}(f_i)$. Если осредненную кривую $\alpha_{S, \text{эф}}(f) - \alpha_{S, \text{эф}}(f_i)$ можно аппроксимировать степенной функцией вида $mf^a + b$, то после вычисления постоянной b с учетом того, что при $f=0$ $\alpha_{S, \text{эф}}=0$, можно оценить абсолютные величины $\alpha_{S, \text{эф}} = mf^a$.

На рис. 33 приведены примеры экспериментальных и теоретических сейсмограмм волны PS, отраженной от тонкого ($h=11$ м) слоя на глубине $H=280$ м, соответствующие амплитудные спектры и их отношение [50]. По пяти парам экспериментальных и теоретических спектров вычислены зависимости $\ln (S_3/S_T)_H$ от частоты. В них в соответствии с формулой (53) введены поправочные члены, обусловленные коэффициентом затухания $\alpha_{P, \text{эф}}$ продольной волны. Зависимость $\alpha_{P, \text{эф}} = \alpha_{P, \text{эф}}(f)$ взята из работы [101]. Полученные кривые зависимости $\alpha_{S, \text{эф}} = \alpha_{S, \text{эф}}(f) - \alpha_{S, \text{эф}}(f_{\max})$ показаны на рис. 34. Осредненные значения $\Delta \alpha_{S, \text{эф}}(f)$ аппроксимируются

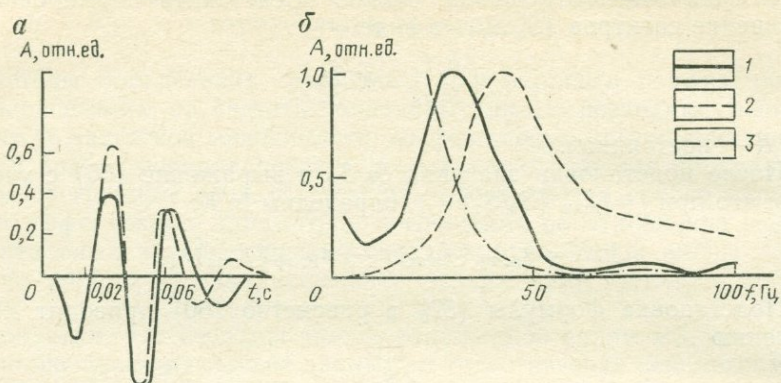


Рис. 33. Экспериментальная и теоретическая сейсмограммы волн PS (а), их амплитудные спектры (б).

1 — экспериментальные сейсмограммы и ее спектры; 2 — то же, теоретические; 3 — отношение спектров; расстояние от пункта взрыва $x=500$ м

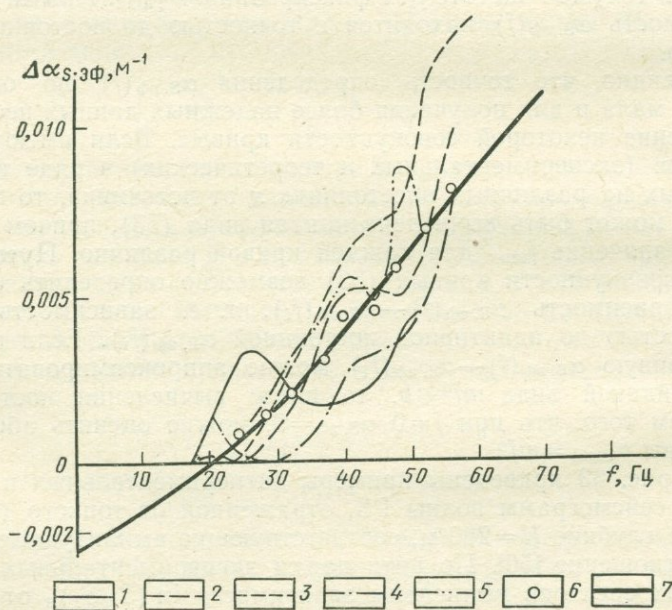


Рис. 34. Зависимости $\Delta\alpha_{s.эф} = \alpha_{s.эф}(f) - \alpha_{s.эф}(f_{max})$ (1—5), построенные по пяти парам экспериментальных и теоретических спектров, полученных на различных расстояниях x от источника, осредненные значения $\Delta\alpha_{s.эф}$ (6) и аппроксимирующая их кривая вида $4,66 f^{1,33} \cdot 10^5 - 0,00246$ м⁻¹ (7)

функцией вида $\Delta\alpha_{S, \text{эф}} = 4,66 f^{1,33} \cdot 10^{-5} - 0,00246 \text{ м}^{-1}$. Следовательно, абсолютные величины $\alpha_{S, \text{эф}}$ аппроксимируются зависимостью $\alpha_{S, \text{эф}} = 4,66 f^{1,33} \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1}$.

Как видно из рис. 35, величины $\alpha_{S, \text{эф}}$ примерно на порядок больше величин $\alpha_{P, \text{эф}}$. Значения $\alpha_{S, \text{эф}}$ и отношения $\alpha_{S, \text{эф}}/\alpha_{P, \text{эф}}$ близки к величинам, полученным различными авторами [58, 92] при прямых измерениях коэффициентов поглощения в терригенных породах, залегающих на аналогичных глубинах. Действительно, из экспериментальных данных [89—92] и некоторых теоретических оценок [59] следует, что отношения $\alpha_{S, \text{эф}}/\alpha_{P, \text{эф}}$ в горных породах могут варьировать в широких пределах. Наиболее значительные различия в величинах $\alpha_{S, \text{эф}}$ и $\alpha_{P, \text{эф}}$ отмечаются в водонасыщенных терригенных породах. Так, в работе [74] для глинистых сланцев, залегающих на глубинах 80—250 м, получены следующие зависимости коэффициентов поглощения от частоты: $\alpha_{S, \text{эф}} = 3,5 \cdot 10^{-4} f \text{ м}^{-1}$; $\alpha_{P, \text{эф}} = 4 \cdot 10^{-5} f \text{ м}^{-1}$.

Следовательно, $\alpha_{S, \text{эф}}/\alpha_{P, \text{эф}} = 8,75$. Отношение $\vartheta_S/\vartheta_P \approx 3,3$. Для водонасыщенных глин и песков наблюдаются $\alpha_{S, \text{эф}}/\alpha_{P, \text{эф}} \approx 22$ и $\vartheta_S/\vartheta_P \approx 4,2$. В сухих рыхлых породах $\vartheta_S/\vartheta_P \approx 1$ [59].

В плотных осадочных породах определения коэффициентов поглощения производили пока только по амплитудам волн на фиксированных частотах. Для известняков $\alpha_{S, \text{эф}}/\alpha_{P, \text{эф}} \approx 1,1 \div 1,3$, а $\vartheta_S/\vartheta_P = 0,6 \div 0,7$ [58]. Для соли $\alpha_{S, \text{эф}}/\alpha_{P, \text{эф}} \approx 3$, а $\vartheta_S/\vartheta_P = 2,5$ [92]. В гранитах ϑ_S/ϑ_P изменяется в пределах 0,4—0,7 что для фиксированной частоты f соответствует величине $\alpha_{S, \text{эф}}/\alpha_{P, \text{эф}} = 0,7 \div 1,3$. Поскольку интенсивные обменные волны преимущественно регистрируются от границы рыхлых терригенных пород с плотными (карбонатными или кристаллическими), то значительное поглощение поперечных волн в терригенных породах существенно влияет на динамические характеристики волн PS.

Таким образом, из сопоставления спектров, определенных по экспериментальным и теоретическим сейсмограммам волн PS, можно при известной зависимости коэффициента затухания продольных волн от частоты приближенно вычислить зависимость эффективного коэффициента затухания поперечных волн от частоты в покрывающей среде. Полученные таким способом величины $\alpha_{S, \text{эф}}$ удовлетворительно согласуются с данными, полученными различными авторами при прямых измерениях. Значения эффективных коэффициентов затухания, определенные описанным методом, в дальнейшем можно будет вводить в расчеты для улучшения сходства экспериментальных и теоретических сейсмограмм.

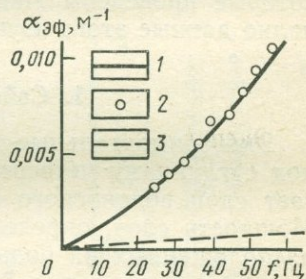


Рис. 35. Зависимость $\alpha_{S, \text{эф}} = 4,66 f^{1,33} \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1}$ (1), аппроксимирующая осредненные экспериментальные значения $\alpha_{S, \text{эф}}$ (2) и кривая $\alpha_{P, \text{эф}} = \alpha_{P, \text{эф}}(f)$ (3), полученная в работе [107]

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОГЛОЩЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН
В ДИСКРЕТНЫХ СРЕДАХ [32]

В сейсмической разведке вопросы физики распространения волн в дискретных средах обычно важны при прямых поисках нефти и газа, различных руд, поисках водоносных песков, инженерно-геологических изысканиях под различные крупные сооружения, морской разведке, когда донные осадки представляют собой водонасыщенные породы, а также при интерпретации данных непрерывного сейсмического каротажа скважин в осадочных породах. В настоящей главе приведены результаты изучения поглощения в основном преломленных волн в водоносных песках, полученные при исследовании корреляционным методом преломленных волн, которые проведены Институтом Физики Земли АН СССР. Более полно данные этого изучения описаны в работе [32].

1. Сейсмогеологические условия

Экспериментальные исследования проведены на участке, где под суглинками четвертичного возраста на глубине 5—50 м залегает слой водоносного мелкозернистого песка полтавского яруса. Мощность слоя, определенная по данным трех буровых скважин, расположенных на большом расстоянии друг от друга (5—8 км), меняется в пределах 7—30 м. Из-за малого количества данных на участке исследований не удалось установить закономерности в изменении мощности и глубины залегания слоя песка, под которым расположены плотные вязкие глины мощностью 20—60 м. Ниже на глубинах $H=40\div 150$ м размещаются кристаллические и метаморфические породы архейского возраста. Исследования проводили на пересеченной местности. Разность отметок поверхности наблюдений на участке съемки достигает 30 м, углы наклона не превышают 1° .

Рассматриваемые преломленные волны P_{121} распространяются в кровле слоя песка полтавского яруса. Согласно полученным данным волны P_{121} характеризуются высокочастотным и сравнительно узким спектром, приуроченным к полосе частот $f=100\div 200$ Гц. Заметим, что в других районах преломленные волны в водоносных песках также имеют более высокие частоты, чем волны, распространяющиеся в других породах. Высокочастотный характер записи волн, соответствующих водоносным пескам, который отмечен в разных районах при различных мощностях слоев песка и больших величинах отношения мощности слоя к преобладающей длине преломленной волны (4—15), свидетельствует о том, что частотные особенности волны обусловлены не малой мощностью слоя, а присущи самим водоносным породам.

Проведенные определения граничных скоростей показали, что преобладающими значениями являются 1700—1800 м/с (свыше

60%). Около 20% определений составляют значения $v_{гр} = 1500$ м/с, еще меньше — 1650 и 1800—1900 м/с. По полученным величинам $v_{гр}$ установлено, что закономерности в распределении скоростей по площади не наблюдается.

2. Значения коэффициентов и декрементов поглощения

По данным около 100 определений по продольным профилям и около 50 по поперечным установлено, что значения $\alpha_{гр}$ волны P_{121} изменяются на разных участках в пределах 0,002—0,040 м⁻¹. Эти изменения вдоль по профилю происходят в большинстве случаев постепенно и не могут быть отнесены за счет ошибок.

Величина $\Phi_{гр} = \alpha_{гр} \lambda_2$, где λ_2 — преобладающая длина волны в преломляющем слое, меняется в пределах 0,03—0,60 м. Заметим, что $\Phi_{гр}$, вычисленные по значениям $\alpha_{гр}$, которые получены в образцах водонасыщенных песков [133] на ультразвуковых частотах, изменяются в диапазоне 0,05—0,18. Следовательно, порядок величин декремента поглощения волн в песках, определенных на сравнительно низких (100—200 Гц) и на высоких (до 35 000 Гц) частотах, близок, хотя при полевых измерениях отмечен больший диапазон изменения значений $\Phi_{гр}$.

Зависимость $\alpha_{гр}$ от частоты и граничной скорости. Для выяснения причин значительных изменений $\alpha_{гр}$ сопоставим полученные величины $\alpha_{гр}$ со значениями преобладающих частот волн, так как коэффициенты поглощения сейсмических волн возрастают с увеличением частоты. Преобладающая частота f волны P_{121} на записях изменялась в пределах 100—200 Гц. Однако анализ данных показал, что нет закономерной связи между значениями $\alpha_{гр}$ и f . Как видно из рис. 36, одному и тому же значению f соответствуют величины $\alpha_{гр}$, различающиеся друг от друга на порядок. Следовательно, изменения величины $\alpha_{гр}$ связаны не с переменной частоты, а с какими-то другими причинами.

Сопоставление значений коэффициентов поглощения и граничных скоростей по всем профилям показывает отсутствие корреляции между указанными величинами.

Для выяснения причин, обусловивших столь значительный диапазон изменения коэффициентов поглощения, необходимо сделать некоторые замечания о физической сущности определяемого параметра.

1. Коэффициент $\alpha_{гр}$, вычисляемый даже по встречным графикам амплитуд, не является истинным коэффициентом поглощения

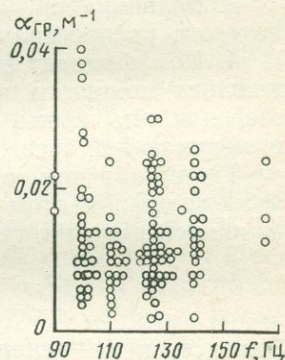


Рис. 36. Зависимость граничных коэффициентов поглощения от преобладающей частоты волны

$\alpha_{\text{гр. ист}}$, зависящим только от физических свойств пород преломляющего слоя. Он зависит также от доли энергии, излучаемой из преломляющего слоя в окружающую среду

$$\alpha_{\text{гр}} = \alpha_{\text{гр. ист}} + k,$$

где k — некоторый коэффициент, учитывающий это излучение.

2. Коэффициент $\alpha_{\text{гр}}$ является функцией частоты волны: $\alpha_{\text{гр}} = \alpha_{\text{гр}}(f)$. В случае немонохроматических колебаний, характеризующихся определенным спектром частот, коэффициент поглощения является функцией, преобладающей на записи частоты f , для которой и определяется конкретное значение $\alpha_{\text{гр}}$. При этом от частоты зависят как $\alpha_{\text{гр. ист}}$, так и k .

3. Величина $\alpha_{\text{гр. ист}}$ зависит от физических свойств пород, по которым распространяется волна (собственно поглощение).

4. Коэффициент k зависит, по-видимому, прежде всего от соотношения мощности преломляющего слоя и длины распространяющейся в нем волны, а также от соотношения скоростей в слое и в окружающей среде.

Таким образом, определяемый параметр, который условно назван коэффициентом поглощения, является по существу сложной функцией ряда величин

$$\alpha_{\text{гр}} = \alpha_{\text{гр}} \left(\alpha_{\text{гр. ист}}, f, h, \frac{v_1}{v_{\text{гр}}}, \frac{v_3}{v_{\text{гр}}} \right). \quad (54)$$

Здесь v_1 и v_3 — скорости соответственно в покрывающей и подстилающей средах вблизи преломляющего слоя.

Приведенные выше экспериментальные данные свидетельствуют о том, что какой-то заметной связи коэффициента $\alpha_{\text{гр}}$ с частотой не наблюдается. Следовательно, в рассматриваемом случае частота f не может являться основным фактором, влияющим на изменение величины $\alpha_{\text{гр}}$. При сопоставлении значений $\alpha_{\text{гр}}$ с формой поверхностного рельефа видно, что между ними существует определенная зависимость. Коэффициенты поглощения увеличиваются вблизи глубоких оврагов, пересекающих площадь исследований, и уменьшаются на водораздельных участках. Заметим, что кровля слоя песка, которому соответствует волна P_{121} , имеет отметку около 150 м.

Вернемся к выражению (54). Нет оснований связывать изменения мощности h преломляющего слоя или скоростей v_1 и v_3 в средах, покрывающих и подстилающих слой песка, с характером поверхностного эрозионного рельефа. Величина же $v_{\text{гр}}$, как было показано ранее, мало меняется по площади, и ее изменения не коррелируются с изменениями величины $\alpha_{\text{гр}}$. Таким образом, приходится считать, что не только f , но и h , $v_1/v_{\text{гр}}$ и $v_3/v_{\text{гр}}$ не могут являться основными факторами, влияющими на изменение $\alpha_{\text{гр}}$. Следовательно, этим главным фактором является коэффициент $\alpha_{\text{гр. ист}}$, величина которого целиком определяется физическими свойствами пород преломляющего слоя. Наиболее вероятно предположить, что в зависимости от поверхностного рельефа могли бы

изменяться влажность песков или их пористость и механический состав в связи с выносом более мелких частиц из слоя вблизи оврагов.

В пониженных частях рельефа, где уменьшается глубина залегания песков, водонасыщенность песков может быть неполной и часть пор заполнена воздухом. В этом случае исследуемая среда должна рассматриваться как не двухкомпонентная, а трехкомпонентная. Для проверки допустимости предположения о неполной водонасыщенности песков на участках с пониженным поверхностным рельефом остановимся на теоретическом рассмотрении поведения скоростей низкочастотных продольных волн в случае трехкомпонентной среды и сопоставим расчетные данные с наблюдаемыми значениями скоростей.

3. Скорости в трехкомпонентной среде

В работе [32] проведен анализ величин скоростей продольных сейсмических волн в трехкомпонентной среде, состоящей из твердых частиц, воды и воздуха. Значения скоростей зависят от соотношений плотностей и объемов компонент. На малых глубинах (единицы метров) даже при весьма незначительном ($\sim 0,1-0,2\%$) объеме пор, заполненных воздухом, т. е. когда песок близок к состоянию водонасыщенности, скорость в песке остается сверхмалой и почти равной скорости в песке, поры которого целиком заполнены воздухом (330 м/с). Только в случае полной водонасыщенности v резко возрастает до величины скорости в двухкомпонентной среде с порами, полностью заполненными водой. На глубине $H=50$ м скорости гораздо больше, чем при $H=0$, но даже эти значения v значительно меньше величин граничных скоростей ($v_{гр} = 1500 \div 1900$ м/с), определенных по экспериментальным данным. Следует подчеркнуть, что $H=50$ м является максимальной глубиной залегания слоя песка на участке исследования. При меньших глубинах следует ожидать еще более низких значений скоростей.

Величины скоростей, определенные по годографам преломленных волн, близки к значениям, вычисленным по расчетным формулам [32] для песка, полностью насыщенного водой, и значительно больше, чем скорости в песке, у которого часть пор заполнена воздухом. Таким образом, рассмотрение величин скоростей заставляет отклонить предположение о том, что на участках с пониженным поверхностным рельефом песок представляет собой трехкомпонентную среду, состоящую из твердых частиц, воды и воздуха. Основываясь на данных о скоростях, можно сделать вывод о том, что песок следует рассматривать как двухкомпонентную среду, поры которой полностью заполнены водой. Отсюда вытекает, что объяснение наблюдаемых значений изменений коэффициентов поглощения и небольших изменений скорости нужно искать в свойствах двухкомпонентной среды. Рассмотрим влияние изменения пористости двухкомпонентной среды на величины скоростей и коэффициентов поглощения.

4. Зависимость скорости в двухкомпонентной среде от пористости

В двухкомпонентной среде, состоящей из твердых частиц и жидкости, скорость с достаточной точностью описывается формулой в работе [32]. Результаты теоретических расчетов по этой формуле, а также данные лабораторных экспериментов показали, что давление практически не влияет на величину скорости в водонасыщенном песке, и поэтому его можно не учитывать при расчетах.

Из расчетов следует, что при заданных значениях скоростей и плотностей в обеих компонентах среды скорость в водонасыщенном песке зависит только от его пористости. На рис. 37 показана зависимость отношения скоростей

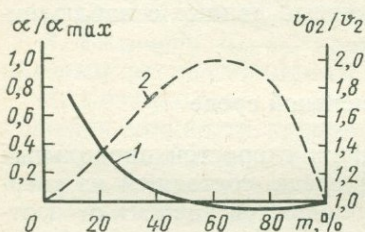


Рис. 37. Зависимости отношения скоростей v_{02} в двухкомпонентной среде и v_2 в воде (1), а также коэффициента поглощения к его максимальной величине (2) от пористости среды

зависимость отношения скоростей v_{02} во влажном песке и v_2 в воде от пористости среды m_2 . Видно, что при пористости $m_2 < 30\%$ величина скорости в двухкомпонентной среде может различаться от скорости в воде более чем на 20%. С дальнейшим возрастанием пористости скорость во влажном песке изменяется мало. При $m_2 > 40\%$ различие между v_{02} и v_2 составляет не более 8%, причем в случае больших величин m_2 возможны значения v_{02} меньше, чем v_2 (сверхмалые скорости [147]).

Таким образом, при достаточно высокой пористости при условии, что все поры насыщены водой, скорость в двухкомпонентной среде близка к скорости в воде и мало изменяется с переменной пористости. Величины v_{02} , определяемые по рис. 37, для значений $m_2 = 30 \div 50\%$, часто встречающихся в песках, составляют 1500—1800 м/с. Они хорошо согласуются со значениями граничных скоростей, вычисленными по экспериментальным данным. Результаты теоретических расчетов показывают, что по величинам скоростей практически нельзя судить об изменении пористости двухкомпонентных сред, так как различия в значениях скоростей, обусловленные изменением пористости, находятся в пределах возможных ошибок определения $v_{тр}$.

5. Зависимость коэффициента поглощения в двухкомпонентной среде от пористости и размера зерен

Формула для коэффициента поглощения в двухкомпонентной среде [174] имеет вид

$$\alpha = \frac{4\pi^2}{9\xi} \frac{m_1 m_2}{v_{02} \rho_{02}} (\rho_2 - \rho_1)^2 \varepsilon^2 f^2, \quad (55)$$

где ξ — вязкость жидкости, Π ; ε — радиус зерен песка, мкм; ρ_1 , ρ_2 — плотности соответственно песка и жидкости.

Из формулы (55) видно, что коэффициент поглощения обратно пропорционален величинам скорости и плотности в двухкомпонент-

ной среде и прямо пропорционален квадрату частоты, квадрату радиуса зерен и плотностям твердой и жидкой фракций.

Рассмотрим зависимость коэффициента поглощения α от пористости m_2 . Поскольку v_{02} и ρ_{02} зависят от величин m_2 и $m_1 = 1 - m_2$, выражение (55) можно представить в виде

$$\alpha = M m_2 (1 - m_2) \sqrt{\frac{v_1^2 \rho_1 m_2 + v_2^2 (1 - m_2) \rho_2}{m_2 \rho_2 + (1 + m_2) \rho_1}}, \quad (56)$$

где

$$M = \frac{4\pi^2}{9\xi} f^2 (\rho_2 - \rho_1)^2 \varepsilon^2 \frac{1}{v_1 v_2 \sqrt{\rho_1 \rho_2}}. \quad (57)$$

Из формулы (56) видно, что при $m_2 = 0$ (среда, состоящая только из твердых частиц) или $m_2 = 100\%$ (вода) коэффициент поглощения равен нулю. При $0 < m_2 < 100\%$ кривая $\alpha = \alpha(m_2)$ должна иметь по крайней мере один экстремум. На рис. 37 показана зависимость α/α_{\max} от пористости. Из сравнения этой кривой 2 с кривой v_{02}/v_2 (1) видно, что коэффициент поглощения более чувствителен к изменению пористости, чем скорость. Так, например, при изменении пористости в пределах 25—50% скорость меняется на 25%, а коэффициент поглощения на 107%.

Из формулы (55) следует, что коэффициент поглощения пропорционален квадрату радиуса зерен песка. Следовательно, увеличение радиуса частиц в 2 раза должно обусловить возрастание коэффициента поглощения в 4 раза. Повышение пористости часто связано с удалением наиболее мелких частиц и, следовательно, с увеличением среднего радиуса зерен. В частности, на участках, где рельеф понижается, можно ожидать, что изменение пористости связано именно с таким процессом выноса наиболее мелких частиц. Из этого следует, что при $m_2 \leq 50\%$, часто встречающихся в песках, оба фактора — возрастание пористости и увеличение среднего радиуса частиц — влияют одинаково — способствуют повышению величины коэффициента поглощения. Заметим, что согласно расчетам [188], в диапазоне частот, значительно более широком, чем диапазон, используемый в сейсмической разведке, скорость в песке не зависит от размера зерен.

Таким образом, коэффициент поглощения более чувствителен к изменениям свойств песка — пористости и размеров зерен, чем скорость. Наблюдаемые значительные изменения коэффициента поглощения при малых колебаниях скорости [74] качественно могут быть объяснены изменениями пористости и механического состава водонасыщенных песков с переменной поверхностного рельефа.

Задача определения пористости песков по сейсмическим данным может представлять интерес для инженерной геологии и прямых поисков нефти и газа.

Рассмотренные в настоящей главе методы определения параметров затухания сейсмических волн, коэффициентов и декрементов поглощения позволяют по экспериментальным записям

оценивать значения этих параметров для широкого класса объемных волн, в том числе и в сложнопостроенных средах. Указанные методы являются приближенными вследствие как ограниченности наших представлений о физической природе поглощения, так и сложного, в том числе тонкослоистого, строения реальных сред. В то же время без учета поглощающих свойств реальных сред снижается эффективность применения динамических характеристик сейсмических волн и сдерживается повышение эффективности и глубинности сейсморазведки. Поэтому необходимо совершенствовать существующие и разрабатывать новые методы определения параметров затухания всех типов волн, позволяющие более точно учитывать и исключать факторы расхождения волн, спектральные характеристики среды в пунктах наблюдений и др. Необходимо также дальнейшее накопление экспериментальных данных о параметрах поглощения горных пород и об их зависимости от частоты. Это даст возможность выявить корреляционные связи между параметрами поглощения и свойствами пород и разделить эффекты поглощения волн за счет неидеальной упругости сред от эффектов рассеяния на неоднородностях различного масштаба. Последнее важно как для практических приложений, так и для разработки физической теории поглощения.

Привлечение данных о параметрах затухания сейсмических волн при интерпретации сейсмических наблюдений в ряде случаев может оказаться полезным в решении следующих задач:

- 1) установление литологических различий пород по параметрам поглощения, поскольку поглощающие свойства изменяются в более широких пределах (на четыре-пять порядков), чем скорости (в несколько раз);
- 2) прямые поиски нефте-, газо- и водонасыщенных пород и некоторых руд;
- 3) выяснение прочностных, фильтрующих и других свойств пород, в частности степени их разрушенности, что важно в инженерно-геологических изысканиях;
- 4) определение коллекторских свойств пород при промысловой геофизике, качества цементирования затрубного пространства в вечномерзлых и других породах;
- 5) построение моделей сред, расчеты теоретических и синтетических сейсмограмм и т. п.

Глава VIII

УЧЕТ ПОГЛОЩЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ПРИ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ РАСЧЕТАХ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ

В главе VII было рассмотрено решение обратной задачи — определение поглощающих свойств реальной среды по сейсмограммам волн, полученным на различных расстояниях от источника в исследуемой среде. Для разъяснения многих вопросов сейсмораз-

ведки и сейсмологии необходимо уметь решать прямую задачу: зная поглощающие свойства среды, найти форму импульса, распространяющегося в такой среде, т. е. рассчитать теоретическую сейсмограмму.

Разработаны приближенные методы расчета теоретических сейсмограмм отраженных и рефрагированных волн, в том числе в многослойных идеально упругих средах, содержащих пачки тонких слоев, разделенных однородными или градиентными толстыми слоями [144]. Результаты сопоставления теоретических и экспериментальных сейсмограмм, полученных при некоторых удалениях от источника [40, 50], а также синтетических сейсмограмм с экспериментальными при нормальном падении волны на границы слоев [101] показали существование систематических различий. Различаются преобладающие периоды волн, форма записи и характер изменения амплитуд с изменением расстояния, что обусловлено тем, что не принимают во внимание поглощение в среде.

Способы учета поглощения и дисперсии волн в среде при расчетах сейсмограмм разработаны для случая однородной поглощающей среды [1, 40, 63, 101]. При определении формы импульса, распространяющегося через такую среду, используют методы интеграла Фурье [2, 63] либо интеграла свертки [101]. Для применения первого метода необходимо знать комплексный спектр исходного сигнала и характеристику поглощающей среды на различных удалениях от источника. При втором методе должны быть известны исходный сигнал и переходная характеристика среды.

При заданных параметрах поглощения учитывать его влияние на характеристики волн можно строго, рассматривая обусловленные им изменения формы и амплитуд волн, и приближенно, рассматривая зависимость только амплитуд волн от затухания. В настоящей главе описан приближенный способ учета поглощения в неоднородных средах, основанный на методе интеграла Фурье. Он предназначен для введения коррекции за поглощение в расчеты сейсмограмм отдельных волн, проведенные по программе [144] для неоднородных идеально упругих сред при различных углах падения волны на границы слоев.

С целью приближенного определения спектральной характеристики поглощения в неоднородной среде сделаны следующие допущения. Предполагается, что можно пренебречь влиянием поглощающих свойств среды на величины коэффициентов отражения и преломления на границах сред с различными параметрами. Кроме того, поглощение в пачках тонких слоев не учитывается. Вводится коррекция за поглощение только в толстых однородных или градиентных слоях, задегающих между пачками.

Основанием для первого допущения является то обстоятельство, что небольшие величины коэффициентов поглощения, встречающиеся в реальной среде, как показали оценки, приведенные в работах [50, 51 и др.], не влияют на значения коэффициентов отражения и преломления, соответствующих границам идеально упругих сред. Второе допущение может быть оправдано тем, что

мощность пачек тонких слоев невелика по сравнению с мощностями вмещающих их толстых слоев. Сделанные допущения нуждаются в дальнейшем теоретическом обосновании.

1. Спектральная характеристика неоднородной поглощающей среды

Комплексная спектральная характеристика однородной поглощающей среды с коэффициентом поглощения, зависящим только от частоты, а не от координат точки среды, имеет вид

$$\theta(\omega, x) = \exp\left\{-\left[\alpha(\omega) + j \frac{\omega}{c(\omega)}\right]x\right\}, \quad (58)$$

где $\alpha = \alpha(\omega)$ — коэффициент поглощения; $c = c(\omega)$ — фазовая скорость; $\omega = 2\pi f$ — круговая частота; x — расстояние между источником и приемником.

Спектральная характеристика неоднородной поглощающей среды с фазовой скоростью, непрерывно изменяющейся с глубиной. Рассмотрим спектральную характеристику неоднородной поглощающей среды, в которой скорость c и коэффициент поглощения α — непрерывные функции глубины H и частоты ω . Если длины волн, распространяющихся в среде, значительно меньше размеров неоднородностей, выражение для $\theta(\omega, x)$ преобразуется следующим образом:

$$\theta(\omega, x) = \exp\left\{-\left[\int_r \alpha(\omega, H) dr + j \int_r \frac{\omega dr}{c(\omega) H}\right]\right\}, \quad (59)$$

где $r = r(x)$ — длина пути волны от источника до приемника, являющаяся функцией расстояния x .

Пусть в неоднородной среде коэффициент поглощения $\alpha(\omega, H)$ можно представить в виде произведения

$$\alpha(\omega, H) = A(H) \omega^\nu, \quad (60)$$

где показатель степени ν заключен в пределах $0 < \nu < 2$.

Методика вычисления теоретических сейсмограмм без учета поглощения предусматривает расчет годографа. Поэтому целесообразно длину пути волны $r(x)$ выразить через время пробега $t(x)$, пользуясь дифференциальным соотношением

$$dt = \frac{dr}{c(\omega_h, H)},$$

где $c(\omega_h, H)$ — скорость в идеально упругой среде, принятая при расчете годографа и равная скорости в поглощающей среде на фиксированной частоте ω_h . Круговая частота ω_h расположена внутри интервала значений ω , для которого определена или задана

частотная зависимость коэффициента поглощения $\alpha = \alpha(\omega)$. Тогда соотношение (59) примет вид

$$\theta(\omega, x) = \exp \left\{ - \left[\int_t^x A(H) \omega^\nu c(\omega_k, H) dt + \right. \right. \\ \left. \left. + j \int_t^x \frac{\omega c(\omega_k, H) dt}{c(\omega, H)} \right] \right\}. \quad (61)$$

Введем дальнейшие ограничения на зависимость $\alpha(\omega, H)$. Положим, что

$$A(H) c(\omega_k, H) = B(\omega_k) = \text{const}. \quad (62)$$

Это предположение означает, что с возрастанием скорости $c(\omega_k, H)$ с увеличением глубины коэффициент поглощения на фиксированной частоте ω_k уменьшается. Физически оно вполне правдоподобно. Предположение приводит к независимости декремента поглощения на фиксированной частоте ω_k от глубины H

$$\vartheta(\omega_k) = \frac{\alpha(\omega_k, H) c(\omega_k, H)}{\frac{\omega_k}{2\pi}}.$$

При выполнении условия (62) амплитудная спектральная характеристика поглощения примет вид

$$|\theta(\omega, x)| = \exp \left[- \int_t^x A(H) \omega^\nu c(\omega_k, H) dt \right] = \exp \left[- B(\omega_k) \omega^\nu t \right]. \quad (63)$$

Для нахождения фазовой характеристики поглощения воспользуемся соотношениями, полученными в работе [134] для однородной поглощающей среды, в которой коэффициент поглощения изменяется по закону (60) при $A(H) = \text{const}$.

$$\frac{c(\omega_k)}{c(\omega)} = 1 + c(\omega_k) A (\omega^{\nu-1} - \omega_k^{\nu-1}) \text{tg} \frac{\nu\pi}{2}. \quad (64)$$

Полагая, что в каждой точке среды со скоростью, непрерывно изменяющейся с глубиной H , приближенно выполняется соотношение (64), запишем связь между $c(\omega, H)$ и $c(\omega_k, H)$ в виде

$$c(\omega, H) = \frac{c(\omega_k, H)}{1 + B(\omega_k) (\omega^{\nu-1} - \omega_k^{\nu-1}) \text{tg} \frac{\nu\pi}{2}}. \quad (65)$$

Фазовая характеристика среды

$$\psi(\omega, x) = \int_t^x \frac{\omega c(\omega_k, H)}{c(\omega, H)} dt \quad (66)$$

с учетом формулы (64) преобразуется так:

$$\psi(\omega, x) = \omega t \left[1 + B(\omega_k) (\omega^{\nu-1} - \omega_k^{\nu-1}) \text{tg} \frac{\nu\pi}{2} \right], \quad (67)$$

Первый член в равенстве (67) — фазовая характеристика ψ_0 прохождения волны через среду со скоростью $c=c(\omega_k, H)$. Разность фаз $\chi=\psi_0-\psi$ относительно фазы, рассчитываемой при $c=c(\omega_k, H)$, представляет собой фазовую характеристику поглощения в неоднородной среде

$$\chi(\omega, x) = -B(\omega_k) \omega^\nu t \left[1 - \left(\frac{\omega_k}{\omega} \right)^{\nu-1} \right] \operatorname{tg} \frac{\nu\pi}{2}. \quad (68)$$

Частный случай. Пусть имеется среда с линейным изменением коэффициента поглощения с частотой, со скоростью $c=c(\omega, H)$

$$\alpha = A(H) \omega. \quad (69)$$

В этом случае амплитудная характеристика поглощения имеет вид

$$|\theta(\omega, x)| = \exp \left[-\frac{\vartheta(\omega_k) \omega t}{2\pi} \right], \quad (70)$$

где декремент поглощения $\vartheta(\omega_k) = \frac{B(\omega_k)}{2\pi}$.

Фазовая характеристика поглощения после раскрытия неопределенности в равенстве (68)

$$\chi(\omega, x) = -\frac{\vartheta(\omega_k) \omega t}{\pi^2} \ln \frac{\omega_k}{\omega}. \quad (71)$$

2. Спектральная характеристика многослойной среды

Для приближенной оценки влияния неидеальной упругости среды на волны, отраженные от тонкослойных пачек в многослойной среде, можно учесть поглощение и связанную с ним дисперсию скоростей только в интервалах разреза между отражающими пачками, а не в самих пачках. Комплексная спектральная характеристика поглощения в такой упрощенной модели среды умножается на комплексный спектр волны, рассчитанной для идеально упругой среды, и производится обратное преобразование Фурье. В результате получается сейсмограмма волны с учетом поглощения в среде. Формулы (63) и (68), а также получающиеся из них соотношения для некоторых частных случаев легко обобщить для многослойной горизонтально-слоистой среды с границами раздела первого или второго порядка и со скоростью в каждом слое, зависящей только от глубины. Зная время пробега в каждом из слоев и задавшись законом изменения коэффициента поглощения в нем, можно представить амплитудные и фазовые характеристики поглощения среды в виде

$$|\theta(\omega, x)| = \exp(-\omega^\nu \sum B_i t_i); \quad (72)$$

$$\chi(\omega, x) = \omega^\nu \left[1 - \left(\frac{\omega_k}{\omega} \right)^{\nu-1} \right] \operatorname{tg} \frac{\nu\pi}{2} \sum B_i t_i, \quad (73)$$

где i — номер слоя; B_i — функция $B(\omega_k)$ в слое.

В частном случае линейной зависимости α от частоты f ($f = \omega/2\pi$) формулы (72) и (73) примут вид

$$|\theta(f, x)| = \exp\left[-f \sum_i \vartheta_i(f_k) t_i\right];$$

$$\chi(f, x) = -\frac{2f}{\pi} \ln \frac{f_k}{f} \sum_i \vartheta_i(f_k) t_i, \quad (74)$$

где $\vartheta_i(f_k) = B_i(f_k)$ — логарифмический декремент затухания на частоте f_k .

Если среда характеризуется постоянной величиной декремента $\vartheta(f_k)$ во всех слоях, то формулы (74) запишутся так:

$$|\theta(f, x)| = \exp[-\vartheta(f_k) ft];$$

$$\chi(f, x) = -\frac{2\vartheta(f_k) ft}{\pi} \ln \frac{f_k}{f}. \quad (75)$$

Зависимости (72), (73) представляют собой пары амплитудных и фазовых спектральных характеристик затухания. Зная форму, а следовательно, комплексный спектр волны в идеально упругой среде и спектральные характеристики затухания, можно, пользуясь методом обратного преобразования Фурье, определить форму и амплитуды волны в среде с затуханием. По приведенным алгоритмам сделана программа «Поглощение» для машины БЭСМ-4.

Порядок расчетов теоретических сейсмограмм. При сделанных допущениях расчеты теоретических сейсмограмм волн различных классов с учетом поглощения можно проводить в такой последовательности.

1. По программе [144] рассчитать волны (отраженные, рефрактированные, продольные, обменные или поперечные), соответствующие идеально упругой скоростной модели среды.

2. Для каждой из рассматриваемых волн вычислить амплитудную и фазовую спектральные характеристики поглощения в среде по формулам (72), (73) или (75) для ранее указанного частного случая при различных расстояниях x .

3. Комплексный спектр волны в идеально упругой среде умножить на комплексную спектральную характеристику поглощения для заданного x и провести обратное преобразование Фурье. Результат представляет собой приближенный расчет волны с учетом поглощения в среде.

Примеры теоретических расчетов сейсмограмм и их анализ подробно описаны в работах [41, 165].

3. Примеры теоретических расчетов волн и их анализ

В настоящем разделе анализ изменения формы импульсов при распространении в поглощающей среде проведен для волн, имеющих максимумы спектров на обычных сейсмических частотах $f \leq 60$ Гц. Рассмотрены следующие примеры:

1) распространение прямой волны, форма которой взята из эксперимента [40] в однородной среде;

2) изменение с удалением от источника волны, отраженной от однородного тонкого слоя, залегающего под градиентной средой;

3) изменение формы волн, отраженных от неоднородной пачки тонких слоев, на фиксированном расстоянии от источника при изменении поглощающих свойств покрывающей среды.

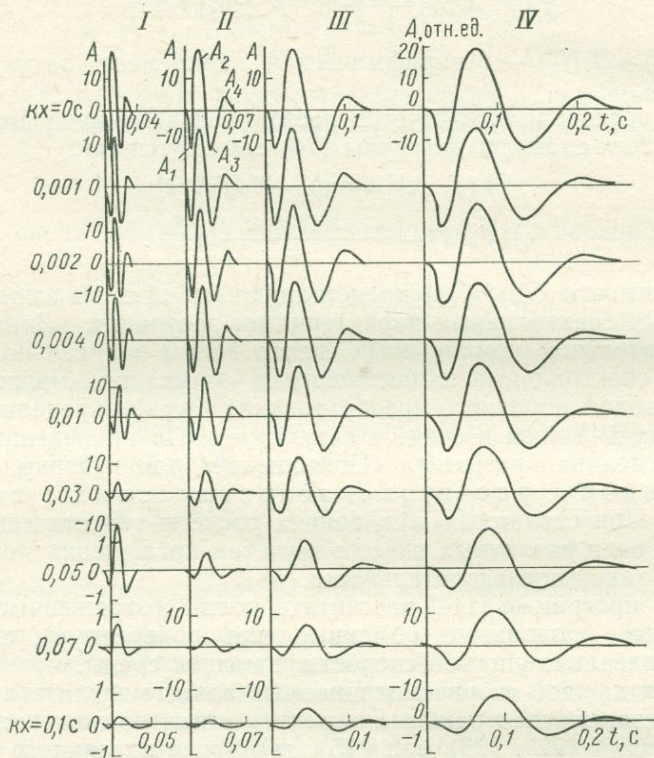


Рис. 38. Сейсмограммы, характеризующие изменение при увеличении параметра kx формы и амплитуды импульсов I—IV плоской волны с разной преобладающей частотой, распространяющейся в поглощающей среде

При расчетах формы отраженных волн в идеально упругой среде в примерах 2 и 3 модели среды строили по данным акустического каротажа (АК); в качестве падающего импульса принимали экспериментально определенную форму прямой волны.

Распространение прямой волны в однородной поглощающей среде. Расчеты сделаны для плоских волн с целью исключения влияния расхождения фронта волны на изменение амплитуд. Импульс II (рис. 38) найден экспериментально, остальные импульсы получены его трансформацией по оси времен. Расчеты проведены для однородной среды при двух зависимостях коэффициента поглощения от частоты ω — $\nu=1$ и $\nu=1,5$ в формуле (64). Для $\nu=1$ расчетные сейсмограммы приведены на

рис. 38. При расчетах принимались фиксированные значения параметра kx ($k=2\pi A$). При фиксированном k сейсмограммы характеризуют изменение формы импульса с изменением расстояния x в среде с заданными поглощающими свойствами.

Установлены следующие основные особенности изменения рассматриваемых импульсов с изменением расстояния от источника (см. рис. 38).

1. С увеличением параметра kx наиболее сильно затухают начальная и хвостовые фазы колебаний и энергия перекачивается в центральную фазу импульса, слабее уменьшающуюся с изменением расстояния. Указанная особенность связана с совместным действием двух процессов. В результате аномальной дисперсии скоростей энергия перемещается к началу импульса, что обуславливает затухание хвостовых его фаз. В то же время начальные фазы, сформированные высокочастотными компонентами, могут сильнее затухать с изменением расстояния, чем последующие, и в итоге концентрация энергии происходит в центральной части импульса.

2. Амплитудный график, построенный по максимальной фазе A_2 , убывает с изменением kx медленнее, чем экспонента $y=A_0e^{-kx}$, вычисленная для преобладающей частоты импульса. Следовательно, при аппроксимации наблюдаемых амплитудных графиков экспонентой занижается коэффициент поглощения в среде. Это согласуется с выводами, сделанными в работе [105] о возможности ошибок при определении коэффициентов поглощения по амплитудным графикам волн.

3. Период импульса, преобладающий на записи, увеличивается с возрастанием kx . Общая длительность импульса вследствие этого возрастает, хотя число фаз уменьшается.

4. Резкость первого вступления уменьшается с увеличением kx , что связано с причиной, указанной в пункте 1.

5. Волновая скорость, определяемая по различным фазам импульса, уменьшается по мере увеличения номера фазы. Это отчетливо видно из рассмотрения годографов отклонений различных фаз импульсов [41], распространяющихся в поглощающей среде, от годографа первых вступлений, вычисленного для идеально упругой среды при постоянной скорости $c=c(\omega_k)$ (ось kx). Количественно различия в величинах скорости, определяемых по разным фазам и первым вступлению импульса, распространяющегося в поглощающей среде при значениях декремента поглощения $\theta \leq 0,1$, не превышают 1,5—2% от скорости $c(\omega_k)$. Волновая скорость, вычисленная по начальной фазе импульса A_1 , превышает фазовую скорость, соответствующую преобладающей частоте импульса, примерно на 1%.

Расчеты, сделанные для зависимости $\alpha=A\omega^{1,5}$, качественно сходны с показанными на рис. 38. Различие заключается в более медленном изменении формы низкочастотных импульсов с изменением расстояния, что связано с более слабым затуханием низкочастотных компонент относительно высокочастотных при $\nu=1,5$.

Результаты, описанные в пункте 1, различаются от полученных в работе [63], где с увеличением расстояния происходит перекачивание энергии в первую фазу колебаний. По-видимому, разница обусловлена различным спектральным составом исходных импульсов. При высоком уровне высокочастотных спектральных составляющих в исходных импульсах, принятых в работе [63], значение фактора аномальной дисперсии скоростей может оказаться сильнее фактора увеличения затухания с возрастанием частоты.

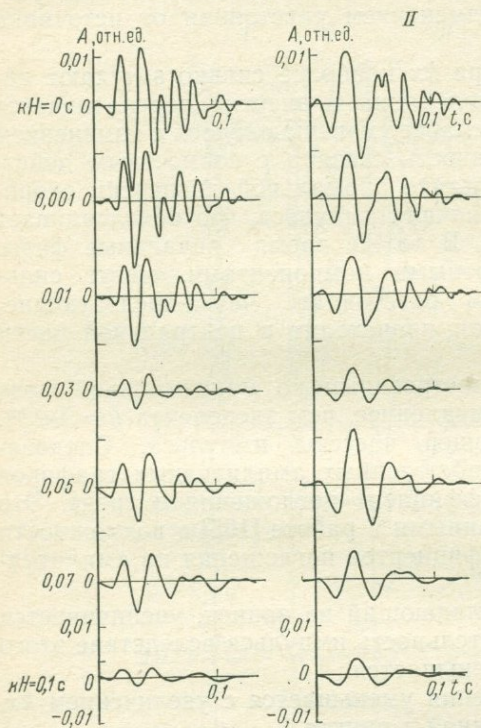


Рис. 39. Сейсмограммы волн, отраженных от пачек тонких слоев, покрытых многослойной средой, на фиксированном расстоянии от источника (импульсы I, II) в идеально упругой среде (верхняя трасса) и при различных эффективных параметрах поглощения kH

Для улучшения сопоставимости амплитудных графиков (расчетного и наблюдаемого) в расчетный график вводили коррекцию за поглощение в виде экспоненциальной функции длины пути волны.

В настоящем разделе коррекция за поглощение введена в расчеты теоретических сейсмограмм. При этом предполагали, что в градиентной среде, покрывающей тонкий слой, коэффициент поглощения удовлетворяет условию (60) и является линейной функцией частоты. Спектральные характеристики поглощения определяли по формулам (70) и (71).

Основные различия формы волны в поглощающей и идеально упругой средах аналогичны отмеченным при рассмотрении распространения прямой волны. Сопоставимость расчетных сейсмограмм

Волна, отраженная от однородного тонкого слоя в градиентной среде. В работе [40] приведены результаты расчетов сейсмограмм X-компоненты продольной отраженной волны от тонкого слоя в градиентной идеально упругой среде. В качестве падающей волны использовали импульс II (см. рис. 38). Теоретические сейсмограммы отличались от экспериментальных более высокой преобладающей частотой, большей резкостью вступлений и значительно медленным убыванием амплитуд с увеличением расстояния.

Для улучшения сопоставимости амплитудных графиков (расчетного и наблюдаемого) в расчетный график вводили коррекцию за поглощение в виде экспоненциальной функции длины пути волны.

с экспериментальными улучшалась по сравнению с полученной для идеально упругой среды: преобладающие периоды расчетных и экспериментальных сейсмограмм стали близкими, на расчетных записях уменьшалась резкость вступления, отношение амплитуд первого максимума и следующего за ним минимума также уменьшилось, хотя и продолжает оставаться больше, чем экспериментальное.

Амплитудный график, построенный по расчетным сейсмограммам, для значения $\varphi(\omega_k) = 0,05$ сравнительно близок к наблюдаемому. Заметим, что амплитудный график, построенный по теоретическим сейсмограммам, спадает медленнее с увеличением расстояния, чем график, вычисленный по экспоненте при $\alpha = 0,0009$ 1/м, хотя в случае $\varphi(\omega_k) = 0,05$ значение α для той же преобладающей частоты $f = 40$ Гц даже несколько больше и равно $0,0011$ м⁻¹.

Волны, отраженные от неоднородных пачек тонких слоев. В предыдущих примерах охарактеризовано изменение волны простой формы с изменением расстояния от источника или поглощающих свойств среды. Здесь рассматриваются изменения интерференционных отраженных волн сложной формы, соответствующих пачкам тонких слоев в карбонатных отложениях Русской платформы. Среда, покрывающая пачку слоев, содержит толстые однородные и градиентные слои, а также пачки тонких слоев. На рис. 39 показаны примеры изменения формы волн, рассчитанных при падении, близком к нормальному, в случаях различных значений эффективных параметров поглощения $kH = \sum k_i H_i$ ($k_i = 2\pi \frac{1}{f_i}$) в покрывающей среде.

Как видно из рис. 39, при изменении kH от нуля до $3 \cdot 10^{-2}$ с форма волны мало изменяется с увеличением kH ; в основном уменьшается только ее амплитуда и сглаживаются высокочастотные осложнения, накладывающиеся на основной период (см. рис. 39, II). С дальнейшим возрастанием kH отмечаются более сильные изменения формы волны. Помимо уменьшения резкости первого вступления, упрощается форма интерференционной волны, ухудшается разрешенность волн в группе и последующую волну группы уже нельзя выделить как отдельную (см. рис. 39, I). При больших величинах kH вследствие затухания первой фазы изменяется видимое направление первого вступления (см. рис. 39, II). Этот пример показывает, что изменение поглощающих свойств покрывающей среды примерно в 5—10 раз может обусловить значительные изменения формы волн, отраженных от пачек тонких слоев, и соответственно нарушения их корреляции.

В настоящей главе рассмотрен приближенный способ учета поглощения и связанной с ним дисперсии фазовых скоростей при расчетах теоретических сейсмограмм волн различных классов в неоднородных средах. Способ основан на нахождении спектральной характеристики неоднородной поглощающей среды на различных расстояниях от источника при ограничениях на зависимость

коэффициента поглощения от частоты ω и глубины H в каждом из слоев среды, определяемых условиями (60) и (62).

Приведен анализ изменения формы и амплитуд волн простой формы (прямой и отраженной от тонкого слоя) и сложной формы (отраженных от пачек тонких слоев) при распространении в поглощающей среде. Для волны простой формы показано, что в результате поглощения происходит увеличение общей длительности волны при уменьшении числа фаз колебаний. Амплитуды различных фаз волны убывают с увеличением расстояния в разной степени; различаются также скорости, определяемые по годографам разных фаз волны. Однако разница в скоростях мала — 1—2% и по экспериментальным данным ее заметить трудно, в то время как различия в характере убывания амплитуд отдельных фаз с изменением расстояния видны, особенно у импульсов с частотами $f \geq 40$ Гц.

Для интерференциальных волн сложной формы, имеющих достаточно большое время колебания (при $f=40 \div 50$ Гц $t=0,1$ с), за счет поглощения не происходит увеличения их длительности. Упрощается лишь форма волны, уменьшается число фаз волны и ухудшается или даже исчезает разрешенность последующих волн в сложной группе.

МЕТОД ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН ПРИ КАРТИРОВАНИИ ПОВЕРХНОСТИ ВЕРТИКАЛЬНО-СЛОИСТЫХ СРЕД

Сейсморазведочные работы методом отраженных волн и корреляционным методом преломленных волн преимущественно проводятся в районах, где углы φ наклона границ раздела слоев сравнительно невелики ($\varphi \leq 10^\circ$). Поэтому методики полевых наблюдений и интерпретации разработаны наиболее полно для сред с небольшими углами наклона границ раздела. Задача обнаружения и картирования границ раздела слоев, близких к вертикальным, ставилась перед сейсмическим методом сравнительно редко, причем большей частью в тех случаях, когда контактирующие среды резко различались по скоростям и положение границы раздела уверенно определялось по величинам граничных скоростей, вычисляемых методом преломленных волн.

Иногда представляет интерес трассирование линий контактов вертикальных слоев в более сложных сейсмогеологических условиях. К числу практически важных задач в первую очередь относятся прослеживание границ раздела в вертикально-слоистых метаморфических породах со слабой скоростной дифференциацией и детальное расчленение вертикально-слоистых сред, состоящих из слоев с малой горизонтальной мощностью ($h = 20 \div 50$ м и меньше). Решение указанных задач требовало разработки рациональной методики разведки вертикально-слоистых сред. Разработка методики должна базироваться в первую очередь на рассмотрении типов волн, которые могут возникнуть в вертикально-слоистой среде, и на анализе областей их существования.

В статье [20] дано теоретическое рассмотрение кинематики распространения сейсмических волн в различных вертикально-слоистых слабоградиентных средах. В работах [19, 20, 74, 107] приведены экспериментальные данные, показывающие, что сейсмические записи в вертикально-слоистых слабоградиентных средах характеризуются рядом динамических особенностей, различающих их от сейсмограмм, получаемых в средах, близких к горизонтально-слоистым. Эти динамические особенности преломленных слабо-рефрагированных волн могут быть использованы для поисков и трассирования вертикальных границ раздела. Теоретическое обоснование наблюдаемых динамических особенностей волн в полной мере пока еще не проведено в связи с тем, что до настоящего времени не решена динамическая задача теории упругости для случая вертикально-слоистых сред, ограниченных сверху свободной

поверхностью или покрытых горизонтальным слоем. В работе [28] качественное объяснение наблюдаемых динамических особенностей преломленных волн дано с помощью теории плоских волн.

Приведенные в этой части книги результаты исследований справедливы для сред, в которых скорость упругих колебаний ниже поверхности вертикально-слоистых пород меняется мало или почти не меняется с глубиной. В таких средах возникают слаборефрагированные волны, распространяющиеся вдоль поверхности вертикально-слоистых сред. Кинематические характеристики слаборефрагированных волн и преломленных головных волн на базах, применяемых для изучения фундамента в рудных районах, практически совпадают [1].

Глава IX

ГЕОМЕТРИЧЕСКАЯ СЕЙСМИКА ВЕРТИКАЛЬНО-СЛОИСТЫХ СРЕД

1. Одна вертикальная граница раздела двух сред. Пункт взрыва расположен в среде с меньшей скоростью

Рассмотрим случай одной вертикальной границы раздела двух сред с различными скоростями распространения продольных волн v_1 и v_2 , причем $v_2 > v_1$. Пусть вертикально-слоистая среда ограничена сверху горизонтальной плоскостью xOy (рис. 40). На этой плоскости в среде с меньшей скоростью v_1 расположен источник колебаний O . Примем точку O за начало прямоугольной системы координат и направим ось x нормально к плоскости границы раздела A .

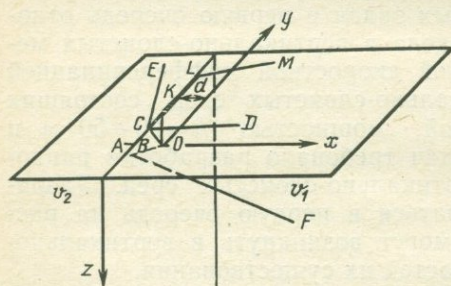


Рис. 40. Схема строения вертикально-слоистой среды. Пункт взрыва O расположен в среде с меньшей скоростью.

A — след вертикальной границы раздела на плоскости xOy ; траектории лучей: OB, OF, OCD — для отраженной волны P_{11} ; $OKLM$ — для преломленной волны P_{12} ; OCE — для проходящей волны P_{12} .

Выясним, какие продольные волны кинематически возможны в этом случае, и определим уравнения их поверхностных годографов. В связи с тем, что вся волновая картина симметрична относительно оси Ox , в дальнейшем будем рассматривать часть плоскости,

расположенную только по одну сторону от этой оси.

Кинематически возможные типы волн. При заданном строении среды кинематически возможны такие же волны, как и в случае горизонтальной границы раздела двух сред. Различие заключается в том, что вертикальную плоскость xOz , в которой рассматривают траектории лучей и фронты волн при горизонталь-

но-слоистой среде, нужно повернуть на 90° и совместить с горизонтальной плоскостью xOy .

В первой среде со скоростью v_1 образуются следующие волны (см. рис. 40): прямая P_1 , отраженная P_{11} от вертикальной границы A и рефрагированная P_{121} по схеме скользящего луча, возникающая при падении прямой волны на границу A под предельным углом. В дальнейшем будем называть эту волну преломленной. Во второй среде со скоростью v_2 образуется проходящая преломленная волна P_{12} , фронт которой при угле падения прямой волны, равном предельному, становится нормальным к границе A .

Уравнения поверхностных годографов различных волн. В принятой системе координат уравнение границы раздела имеет вид

$$x = -d, \quad (76)$$

где d — расстояние от ПВ до границы раздела сред (см. рис. 40).

Уравнения поверхностных годографов различных волн на плоскости xOy можно получить из рассмотрения траекторий лучей, показанных на рис. 40. Эти уравнения имеют следующий вид:

для прямой волны P_1

$$t = \frac{\sqrt{x^2 + y^2}}{v_1}; \quad (77)$$

для отраженной P_{11}

$$t = \frac{\sqrt{(x + 2d)^2 + y^2}}{v_1}; \quad (78)$$

для преломленной P_{121}

$$t = \frac{x + 2d}{v_1} \cos i + \frac{y}{v_2}; \quad (79)$$

для проходящей P_{12}

$$\left. \begin{aligned} t &= \frac{d}{v_1 \cos \gamma} - \frac{x + d}{v_1 \cos \eta} \sin i; \\ \frac{\sin \gamma}{\sin \eta} &= \sin i = \frac{v_1}{v_2}; \\ y &= d \operatorname{tg} \gamma - (x + d) \operatorname{tg} \eta, \end{aligned} \right\} \quad (80)$$

где γ, η — углы, образуемые фронтами волн соответственно падающей P_1 и проходящей P_{12} с границей раздела.

Из уравнений (77) — (80) видно, что на плоскости xOy изохроны поля времен прямой и отраженной волн (рис. 41) представляют собой два семейства окружностей с центрами, расположенными соответственно в точках $(0, 0)$ и $(-2d, 0)$. Изохроны поля времен преломленной волны P_{121} — семейство прямых, образующих угол i со следом A вертикальной границы на плоскости наблюдений xOy . Изохроны поля времен проходящей волны P_{12} представляют собой кривые линии.

Области существования различных волн. Область существования волны P_{121} на полуплоскости xOy ограничена прямой CD (см. рис. 41), представляющей собой геометрическое место начальных точек преломленной волны, и линией A контакта двух сред. Уравнения этих двух прямых соответственно имеют вид

$$\begin{aligned} y &= \operatorname{tg} i (x + 2d); \\ x &= -d. \end{aligned} \quad (81)$$

Проходящая волна P_{12} существует во всей полуплоскости xOy , соответствующей второй среде, т. е. при всех значениях $x \leq -d$.

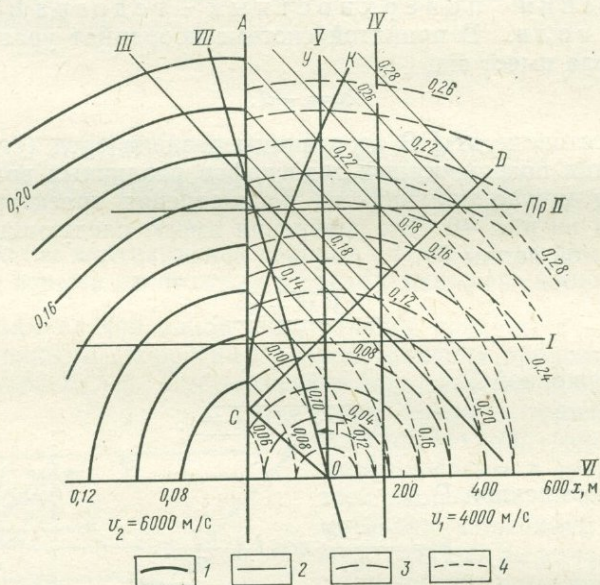


Рис. 41. Карта изохрон различных волн в случае одной вертикальной границы раздела. Пункт взрыва расположен в среде с меньшей скоростью.

Изохроны волн, с: 1 — P_{12} , 2 — P_{121} , 3 — P_1 , 4 — P_{11} ; I, II, ..., VII — поперечные и продольные профили, расположенные различным образом относительно границы раздела A; CK — парабола, разделяющая области, где первыми регистрируются прямые и преломленные волны

Теоретически прямая и отраженная волны кинематически возможны во всей полуплоскости, соответствующей первой среде.

Области регистрации первых волн. В полуплоскости первой среды в зависимости от расстояния от ПВ в качестве первой может регистрироваться волна P_1 или P_{121} . Области, где указанные волны записываются первыми, разделены параболой [11], уравнение которой имеет вид

$$x^2 \sin i + y^2 \cos^2 i - 2xy \sin i - 4dy \sin i - 4dx \cos i - 4d^2 \cos^2 i = 0. \quad (82)$$

В области между линией контакта и параболой (82) волна P_{121} регистрируется в качестве первой, а между параболой (82) и линией начальных точек — как последующая.

Линейные годографы. Пользуясь уравнениями (77) — (80) для поверхностных годографов, можно найти уравнение линейных годографов при любом расположении линии профиля относительно контакта A . Это представляет интерес с точки зрения определения уравнений продольных и поперечных годографов, поскольку в сейсмической разведке преимущественно применяется профильная съемка. В случае площадной съемки наблюдения также проводят по продольным и поперечным профилям.

Пусть профиль образует с осью Ox угол Γ (см. рис. 41). Для определения уравнений линейных годографов различных волн вдоль этого профиля повернем систему координат на угол Γ так, чтобы ось Ox' была параллельна линии профиля, а ось Oy' перпендикулярна к ней. Координаты точек (x, y) на плоскости $x'Oy'$ в старой и новой системах координат связаны следующей зависимостью:

$$\begin{aligned}x &= x' \cos \Gamma - y' \sin \Gamma; \\y &= x' \sin \Gamma + y' \cos \Gamma.\end{aligned}\quad (83)$$

Полагая $y' = l$, где l — расстояние от источника колебаний O до линии профиля, и подставляя выражения для x и y в формулы (77) — (80), получим следующие уравнения линейных годографов различных волн:

для P_1

$$t = \frac{\sqrt{x^2 + l^2}}{v_1}; \quad (84)$$

для P_{11}

$$t = \frac{\sqrt{x'^2 + l^2 + 4d^2 + 4x'd \cos \Gamma - 4dl \sin \Gamma}}{v_1}; \quad (85)$$

для P_{12}

$$\left. \begin{aligned}t &= \frac{d}{v_1 \cos \Gamma} - \frac{x' \cos \Gamma - l \sin \Gamma + d}{v_1 \cos \eta} \sin i; \\ \frac{\sin \Gamma}{\sin \eta} &= \frac{v_1}{v_2}; \\ l \cos (\eta + \Gamma) + x' \sin (\eta + \Gamma) &= d \frac{\sin (\Gamma - \eta)}{\cos \Gamma};\end{aligned}\right\} \quad (86)$$

для P_{121}

$$t = \frac{x' \cos (i - \Gamma)}{v_1} + \frac{l \sin (i - \Gamma) + 2d \cos i}{v_1}. \quad (87)$$

Как видно из формул (84) — (87), годограф прямой волны P_1 представляет собой гиперболу, минимум которой расположен в точке с абсциссой $x' = 0$. При $l = 0$, т. е. в случае продольного профиля, годограф волны P_1 представляет собой прямую.

Годограф отраженной волны P_{11} также является гиперболой, минимум которой смещен относительно минимума годографа волны P_1 и расположен в точке $x' = -2d \cos \Gamma$. При $l = 0$ и $\Gamma = 0$,

т. е. в случае продольного профиля, перпендикулярного к границе раздела A , годограф волны P_{11} превращается в прямую

$$t = \frac{x + 2d}{v_1}. \quad (88)$$

Годограф волны P_{121} представляет собой прямую линию. Кажущаяся скорость $v_k = \frac{v_1}{\cos(i - \Gamma)}$, определяемая по наклону этой прямой, зависит от ориентировки линии профиля относительно границы раздела, т. е. от угла Γ и предельного угла падения i .

Годограф волны P_{12} — кривая линия. Только в случае продольного профиля, перпендикулярного к границе раздела, годограф представляет собой прямую.

Из рассмотрения уравнений годографов различных волн видно, что в случае системы параллельных поперечных профилей, находящихся на различных расстояниях l от ПВ, кажущиеся скорости волн P_1 , P_{12} и P_{11} при заданном $x' = \text{const}$ увеличиваются при возрастании l , а v_k волны P_{121} остается неизменной. Следовательно, годографы волн P_{121} , полученные по системе параллельных профилей, параллельны друг другу. Остановимся более подробно на рассмотрении формы продольных и поперечных годографов при различной ориентировке линии профиля относительно границы раздела A .

Продольные годографы ($l=0$). Рассмотрим различные случаи расположения линии профиля относительно границы раздела сред (рис. 42).

Линия профиля перпендикулярна к границе раздела сред ($\Gamma=0$). В этом случае могут быть зарегистрированы все перечисленные ранее волны, кроме волны P_{121} . Годографы всех волн прямолинейны (см. рис. 42, б). Годограф отраженной волны P_{11} при наблюдениях по обе стороны от ПВ представляет собой одну прямую линию. При $x < 0$, т. е. в области между ПВ и линией контакта, времена прихода отраженной волны уменьшаются с увеличением расстояния от ПВ и, следовательно, кажущаяся скорость волны отрицательна. Когда $x > 0$, годограф P_{11} параллелен годографу волны P_1 . Нагоняющие годографы волн P_1 и P_{11} в этом случае также параллельны.

Линия профиля параллельна границе раздела сред ($\Gamma=\pi/2$). В этом случае могут быть зарегистрированы все волны, кроме волны P_{12} . Годографы волн P_1 и P_{121} , как видно из формул (83) и (86) и рис. 42, а, имеют такой же вид, как и в случае горизонтально-слоистой среды при наличии границы раздела, залегающей на глубине $H=d$. Кажущаяся скорость, определяемая по годографу волн P_{121} , равна граничной скорости v_2 . Встречные годографы волн P_1 и P_{121} симметричны, а нагоняющие — параллельны.

В рассматриваемом случае продольный профиль, если даже на нем получена система корреляционно увязанных встречных и нагоняющих годографов, является системой наблюдений, недостаточной для однозначной интерпретации. Чтобы установить, какой

границе раздела соответствуют зарегистрированные волны — вертикальной или горизонтальной, необходимо получить по крайней мере один элемент поверхностного годографа, по которому можно определить направление подхода волн. Для получения элемента

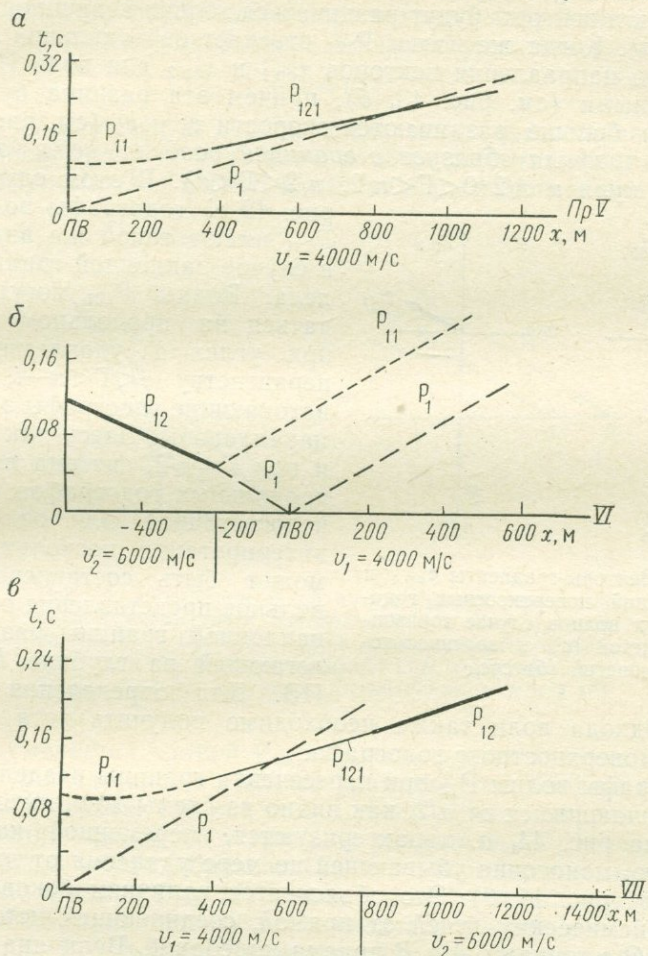


Рис. 42. Продольные годографы, полученные при различной ориентировке профилей относительно вертикальной границы раздела.

Расположение профилей см. на рис. 41

поверхностного годографа в окрестности какой-нибудь точки следует провести наблюдения по двум профилям, пересекающимся в этой точке под углом, который отличается от π [11, 12]. По наблюдениям можно для каждой из волн построить вектор-градиент

$$\tau_{cp} = -\frac{dt}{dx} i + \frac{dt}{dy} i'$$

(i, i' — предельные углы по осям x и y) функции поверхностного годографа $t=t(x, y)$. Если P_{121} представляет собой преломленную волну, соответствующую горизонтальной границе раздела, то направления векторов $\tau_{ср1}$ и $\tau_{ср2}$ соответственно для волн P_1 и P_{121} совпадут; эти векторы будут различаться только величиной модуля (рис. 43, а). Когда же волна P_{121} отвечает вертикальной границе раздела, то направления векторов $\tau_{ср1}$ и $\tau_{ср2}$ для волн P_1 и P_{121} будут разными (см. рис. 43, б), причем эта разница будет тем резче, чем больше различаются скорости v_1 и v_2 (см. рис. 43, б).

Линия профиля образует с границей раздела угол, отличающийся от нуля и $\pi/2$ ($0 < \Gamma < \pi/2$; $\pi/2 < \Gamma < \pi$). В этом случае (см.

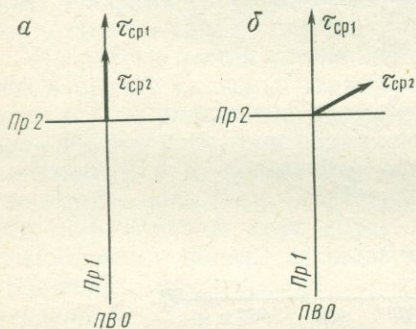


Рис. 43. Векторы-градиенты $\tau_{ср1}$ и $\tau_{ср2}$ функций поверхностных годографов двух волн в случае горизонтально-слоистой (а) и вертикально-слоистой (б) сред

рис. 42, в) годографы волн P_{11} и P_{121} имеют такой же вид, как и в случае наклонной границы раздела. Волны P_{121} могут наблюдаться на продольном профиле при углах Γ , удовлетворяющих неравенству $i < \Gamma < \pi - i$, причем нагоняющие годографы этих волн параллельны. Здесь так же, как и при $\Gamma = \pi/2$, система встречных продольных годографов является недостаточной для однозначной интерпретации, поскольку по ней может быть составлено неправильное представление о наличии наклонной границы раздела, залегающей на глубине $H=d$ под ПВ. Для определения направ-

ления подхода волн также необходимо получить хотя бы один элемент поверхностного годографа.

Годографы волны P_{12} при пересечении границы раздела под углом, отличающимся от $\pi/2$, как видно из схемы хода лучей, приведенной на рис. 44, а, характеризуются переменной кажущейся скоростью, монотонно убывающей по мере удаления от линии контакта (см. рис. 44, б). Это объясняется наличием бокового уклонения сейсмических лучей от прямой, соединяющей источник колебаний O с точками A и B приема колебаний. Величина бокового уклонения зависит от взаимного расположения ПВ и приемника колебаний. Как видно из рис. 44, а, кажущаяся скорость волны P_{12} , подходящей к заданной точке A линии наблюдений, при более удаленном пункте взрыва O_2 больше, чем в случае близкого пункта взрыва O_1 . В связи с этим нагоняющие годографы волн P_{12} непараллельны — годограф, соответствующий более удаленному ПВ, характеризуется большей кажущейся скоростью, чем годограф, отвечающий близкому ПВ. При интерпретации наблюдаемых годографов указанная особенность может привести к ложному представлению о наличии проникания в исследуемой среде [13, 147].

Поперечные годографы ($l = \text{const}$). Рассмотрим, как и для продольных годографов, различные случаи ориентировки линии профиля относительно границы раздела сред.

Линия профиля перпендикулярна к границе раздела ($\Gamma = 0$). Волна типа P_{121} может быть зарегистрирована, если расстояние l от ПВ до линии поперечного профиля удовлетворяет условию

$$l > d \operatorname{tg} i. \quad (89)$$

При $l < l_{\min} = d \operatorname{tg} i$ в первой среде могут существовать только волны типов P_1 и P_{11} ; уравнения годографов этих волн определяются формулами (84) и (85). В случае пересечения линии контакта

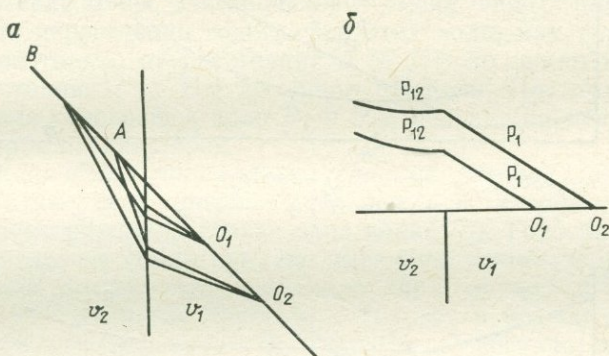


Рис. 44. Траектории лучей волны P_{12} при различном расположении точек наблюдения A и B и пунктов взрыва O_1 и O_2 (а), а также нагоняющие годографы волн P_1 и P_{12} в случае профиля O_2B , пересекающего линию контакта под углом, отличающимся от $\pi/2$ (б)

волна P_1 сменяется волной P_{12} и годограф в этой точке имеет излом. Кажущаяся скорость вблизи границы сред больше во второй среде, чем в первой, так как $v_2 > v_1$. Если линия профиля проходит на расстоянии $l \geq l_{\min}$, то у границы раздела $v_{R2}(P_{12}) = \infty$.

При $l > l_{\min}$ могут образоваться все рассматриваемые волны, в том числе и волна P_{121} . Из приведенного ранее рассмотрения областей регистрации первых волн следует, что вблизи линии контакта волна P_{121} должна записываться в качестве первой, а на большем расстоянии от линии контакта — как последующая после волны P_1 (рис. 45, а, б). При этом по мере увеличения расстояния l от ПВ до линии профиля участок профиля, на котором волна P_{121} регистрируется в качестве первой, увеличивается. Годограф волны P_{121} на всем протяжении профиля представляет собой одну прямую линию. В области отрицательных значений x , т. е. между проекцией ПВ на линию профиля и границей раздела, время t убывает с увеличением расстояния от ПВ, и, следовательно, кажущаяся скорость волны отрицательная. При $x > 0$ $v_R > 0$. Абсолютная величина $v_R(P_{121})$ на всем протяжении профиля постоянна и равна $v_1/\cos i$. На границе раздела волна P_{121} сменяется волной

P_{12} . В этой точке наблюдается излом годографа первых волн, так как $t(P_{121})|_{AA} = t(P_{12})|_{AA}$, а $v_K(P_{121})|_{AA} < 0$ и $v_K(P_{12})|_{AA} = \infty$.

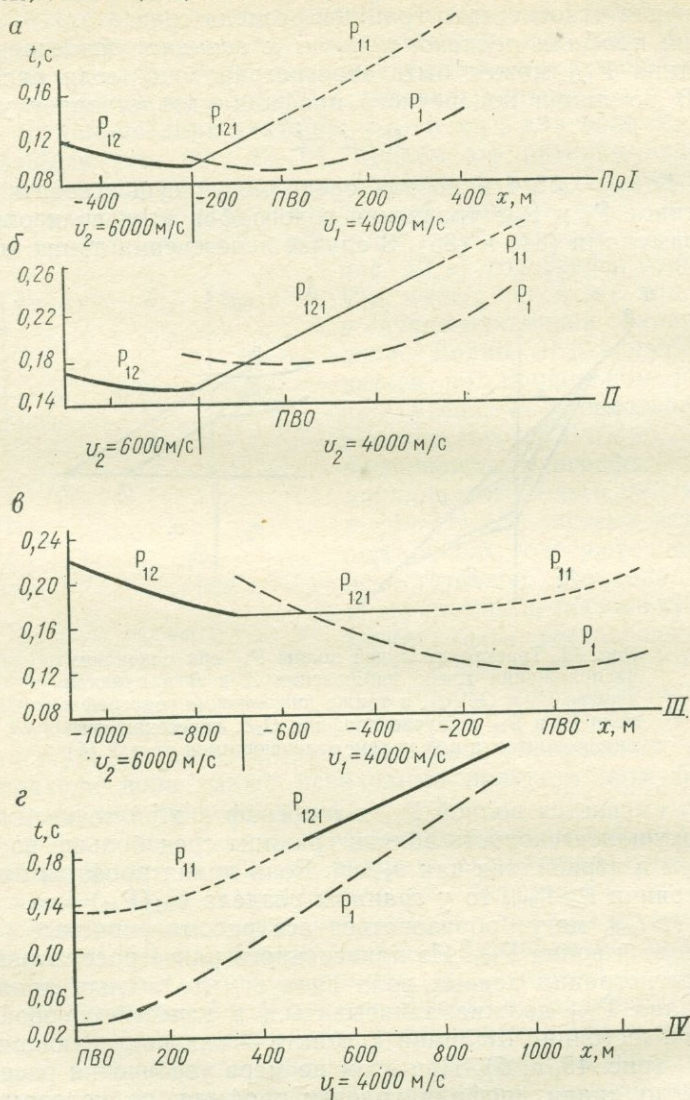


Рис. 45. Поперечные годографы, полученные при различной ориентировке профилей относительно вертикальной границы раздела.

Расположение профилей см. рис. 41; $PВ$ — проекция пункта взрыва на линию профиля

Для распознавания волн P_{121} и обнаружения вертикальных границ раздела используют следующие признаки, наблюдаемые при пересечении границы раздела: отрицательную кажущуюся ско-

рость волны P_{121} , изменение знака и величины v_k первых волн, пересечение осей синфазности волн P_1 и P_{121} на сейсмограммах и соответствующие им ветви годографов.

При наличии системы параллельных поперечных профилей, наблюдения на которых проводили при одном и том же или при различных пунктах взрыва, положение линии контакта может быть определено как геометрическое место точек, где происходит смена волн P_{121} и P_{12} . В этих точках кажущаяся скорость волны P_{121} отрицательна, а волны P_{12} — бесконечна. По мере удаления от границы раздела кажущаяся скорость волны P_{12} становится конечной и положительной.

Положение точек, где происходит смена первых волн P_{121} и P_1 , т. е. точек пересечения годографов этих волн, как указано выше, зависит не только от расстояния d от ПВ до линии контакта, но и от расстояния l от ПВ до линии профиля. Поэтому по точкам пересечения годографов волн P_1 и P_{121} нельзя определять пологие границы раздела сред.

Линия профиля параллельна границе раздела сред ($\Gamma = \pi/2$). В этом случае, если профиль расположен во второй среде, может быть зарегистрирована только одна волна P_{12} . Годограф волны будет представлять собой кривую, имеющую минимум в точке, расположенной у основания перпендикуляра, опущенного из ПВ на линию профиля. Когда профиль находится в первой среде, могут быть зафиксированы волны P_1 , P_{11} и P_{121} . Годографы волн P_1 и P_{11} представляют собой гиперболы (см. рис. 45, *г*), а волны P_{121} — прямую. Точка пересечения прямолинейного годографа волны P_{121} с гиперболическим годографом волны P_1 расположена тем дальше от точки минимума годографа P_1 , чем больше расстояние от профиля до линии контакта и чем меньше различия в скоростях в обеих средах.

Линия профиля образует с границей раздела угол Γ , отличающийся от нуля и $\pi/2$ ($0 < \Gamma < \pi/2$; $\pi/2 < \Gamma < \pi$). Из рис. 41 видно, что если линия профиля расположена в той части первой среды, где невозможно существование волны P_{121} , то в качестве первой регистрируется волна P_1 . При пересечении границы раздела волна P_1 сменяется волной P_{12} . Годограф первых волн на границе раздела имеет угловую точку. Если же линия профиля расположена в той области первой среды, где возможно существование волны P_{121} , форма поперечного годографа первых волн значительно усложняется. На рис. 45, *в* показаны годографы различных волн, полученные в том случае, когда линия профиля не перпендикулярна к границе раздела (см. рис. 41, профиль III). Смены волны P_{12} волной P_{121} и волны P_{121} волной P_{11} отчетливее видны на профилях, перпендикулярных к границе раздела (см. рис. 45, *а, б*), чем на тех из них, которые образуют с границей угол, не равный $\pi/2$ (см. рис. 45, *в*). Следовательно, для упрощения распознавания типов волн целесообразно располагать поперечные профили перпендикулярно к вертикальной границе раздела.

2. Одна вертикальная граница раздела двух сред.
Пункт взрыва расположен в среде с большей скоростью

Кинематически возможные типы волн. В том случае, когда ПВ расположен во второй среде, характеризующейся большой скоростью, возможно возникновение только трех продольных волн — прямой P_2 , отраженной P_{22} и проходящей P_{21} (рис. 46).

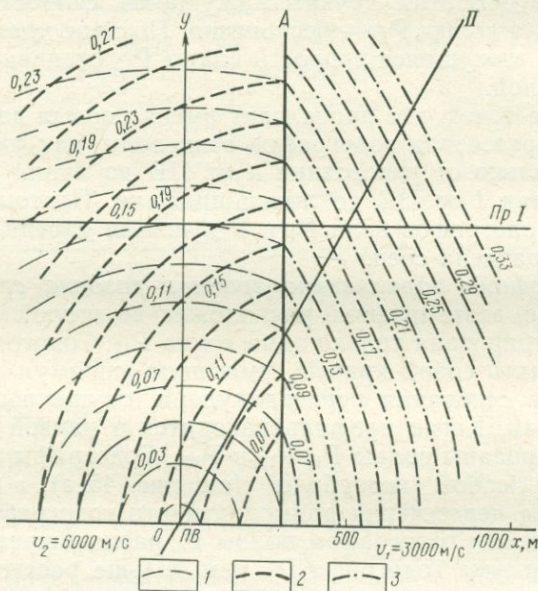


Рис. 46. Карта изохрон различных волн в случае одной вертикальной границы раздела. Пункт взрыва расположен в среде с большей скоростью.

Изохроны волн, с: 1 — P_2 , 2 — P_{22} , 3 — P_{21}

Согласно соображениям кинематики волны P_2 и P_{22} могут быть зарегистрированы во всей полуплоскости второй среды, а волна P_{21} — первой. Поверхностные и линейные годографы этих волн выражаются такими же уравнениями, как и в случае, когда ПВ помещен в первой среде. Необходимо только в уравнениях (77), (78) и (80) поменять местами скорости v_1 и v_2 и в уравнении (80) изменить знак перед x .

Особенности линейных годографов. Отсутствие в рассматриваемом случае преломленных волн, связанных с вертикальной границей раздела, обуславливает то обстоятельство, что нет отрицательных кажущихся скоростей в области первых волн. Этим различаются годографы, получающиеся при расположении ПВ во второй и в первой средах. Отрицательную кажущуюся скорость может иметь только отраженная волна P_{22} , регистрирующаяся в области последующих вступлений. При любом располо-

жении профиля, пересекающего границу раздела, первая волна P_2 сменяется на границе волной P_{21} с другой кажущейся скоростью. Поэтому годограф первых волн на границе раздела имеет угловую точку (рис. 47).

Продольные годографы. Из рис. 46 и 47, а видно, что годограф волны P_{21} прямолинеен только в случае профиля, перпендикулярного к границе раздела. Если профиль, пересекающий границу раздела, образует с осью Ox угол $\Gamma \neq 0$, то годограф волны P_{21} криволинеен. На больших расстояниях от ПВ криволинейный годограф с достаточной точностью можно аппроксимировать прямой линией.

При $\Gamma \neq 0$ боковое уклонение лучей от линии профиля обуславливает непараллельность нагоняющих годографов волны P_{21} (рис. 48). Кажущаяся скорость этой волны, определяемая по годографу, полученному при удаленном ПВ, больше чем v_k , найденная по годографу, построенному при близком ПВ. В связи с этим по взаимоотношениям нагоняющих годографов, как и в случае, когда ПВ расположен в среде с меньшей скоростью (см. рис. 44), может быть составлено неправильное представление о наличии проникивания в исследуемой среде.

Поперечные годографы. В рассматриваемом случае годографы первых волн всегда характеризуются положительной кажущейся скоростью. На границе раздела, где волна P_2 сменяется волной P_{21} , годограф первых волн имеет точку излома.

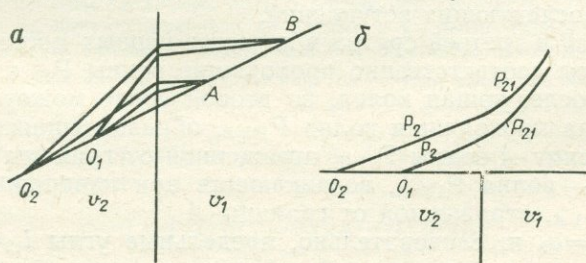


Рис. 48. Траектория лучей волны P_{21} при различном расположении точек наблюдения A и B и пунктов взрыва O_1 и O_2 (а), а также нагоняющие годографы волн P_2 и P_{21} в случае профиля O_2B , пересекающего линию контакта под углом, отличающимся от $\pi/2$ (б)

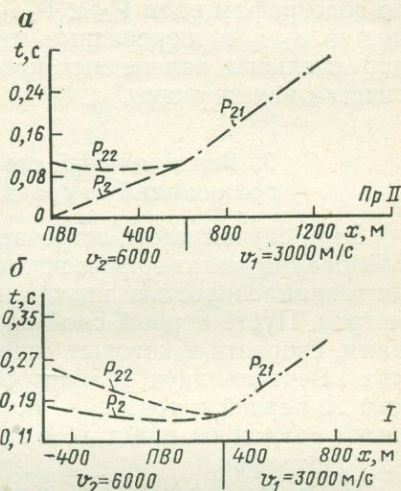


Рис. 47. Годографы, полученные при различном расположении профилей относительно вертикальной границы раздела.

Расположение профилей см. на рис. 46; ПВ — положение пункта взрыва на линии продольного профиля (а) и проекции пункта взрыва на линию поперечного профиля (б)

При различных расстояниях от ПВ до поперечного профиля форма годографа в основных чертах сохраняется неизменной, только меняются величины кажущихся скоростей, определяемых по годографам волн P_{22} и P_{21} . В случае резко различающихся скоростей v_2 и v_1 поперечные годографы волны P_{21} , полученные на параллельных поперечных профилях при одном общем ПВ, практически параллельны.

3. Вертикальный слой с пониженной скоростью, граничащий со средами с большими скоростями

Этот случай часто встречается в разведочной практике при исследовании метаморфических пород, причем мощность слоя с пониженной скоростью иногда не превышает нескольких десятков метров. Пусть первый слой со скоростью v_1 граничит с двумя средами, скорости в которых соответственно равны v_2 и v_3 и $v_1 < v_2 \leq v_3$. Вертикальную границу раздела первой и второй сред обозначим A , первой и третьей — B . Рассмотрим, какие волны кинематически возможны при таком строении среды и каковы особенности их годографов.

Пункт взрыва расположен в первом слое с пониженной скоростью. В этом случае волновая картина значительно усложняется, так как в среде могут возникнуть преломленные и отраженные волны, связанные с каждой из границ раздела (рис. 49). Обозначим волны, отраженные от границы A и B , соответственно через P_{11A} и P_{11B} , преломленные волны — P_{121} и P_{131} . Помимо однократных волн P_{11A} , P_{11B} , P_{121} , P_{131} , поверхностные годографы которых показаны на рис. 49, в первой среде могут возникнуть многократные волны, связанные с тем, что волны, отраженные или преломленные на одной из границ, затем могут отразиться на другой границе. Возможно также, что волны, отраженные на одной из границ, падают под предельным углом на другую границу и дают начало преломленной волне. Возникающие при этом многократно отраженные волны $P_{111A, B}$, $P_{111B, A}$, преломленно-отраженные волны $P_{1211 B}$, $P_{1311 A}$, отраженно-преломленные волны $P_{1131 A}$, $P_{1121 B}$ и другие, могут быть зарегистрированы только в области последующих вступлений.

Во второй и третьей средах в качестве первых могут быть зарегистрированы соответственно проходящие волны P_{12} и P_{13} . Кроме того, как последующая волна, во второй среде может быть зарегистрирована проходящая волна $P_{112 B}$, образовавшаяся при падении на границу A волны $P_{11 B}$, отраженной от границы B , а в третьей среде — волна $P_{113 A}$, возникающая при падении на границу B волны $P_{11 A}$, отраженной от границы A .

Если $v_2 = v_3$ и, следовательно, предельные углы $i_{12} = i_{13}$, то согласно законам геометрической сейсмологии при падении на границы A и B соответственно фронтов волн P_{131} и P_{121} во второй и в третьей средах новые фронты волн не могут образоваться. Когда $v_2 < v_3$ (рис. 50, 51), то при падении на границу A волны P_{131} во второй

среде образуется проходящая преломленная волна P_{1312} , изохроны поля времен которой будут представлять собой семейство параллельных прямых. Следовательно, годографы этой волны при любом расположении линии профиля прямолинейны. Область существования волны P_{1312} , как видно из рис. 49, ограничена линией CD

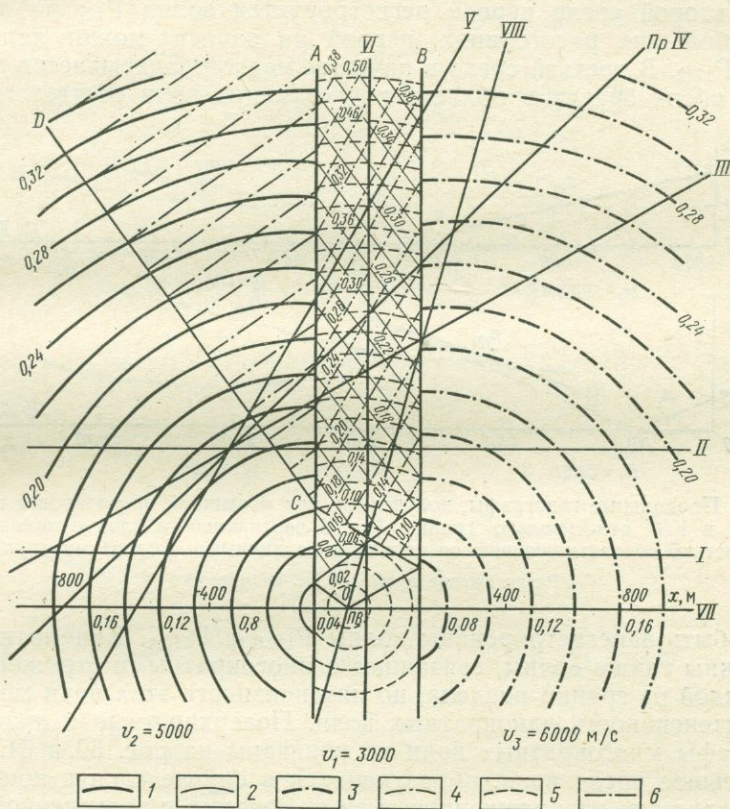


Рис. 49. Карта изохрон различных волн в случае вертикального слоя с пониженной скоростью v_1 , контактирующего со слоями с разными скоростями v_2 и v_3 .

Пункт взрыва расположен в слое с меньшей скоростью. Изохроны волн, с:

1 — P_{12} , 2 — P_{121} , 3 — P_{13} , 4 — P_{131} , 5 — P_1 , 6 — P_{1312} ; CD — линия начальных точек волны P_{1312}

начальных точек и границей раздела A , уравнения которых соответственно имеют вид:

$$y + (x + d) \operatorname{tg} i_{23} = (2h - d) \operatorname{tg} i_{13}; \quad (90)$$

$$x = -d. \quad (91)$$

Здесь d — расстояние от пункта взрыва O до границы A ; h — мощность слоя со скоростью v_1 .

Из приведенного выше видно, что в случае расположения ПВ в первом слое с пониженной скоростью, в зависимости от расстояния между ПВ и границами раздела A и B и от мощности слоя в области залегания этого слоя в качестве первых могут быть зарегистрированы волны P_1 , P_{121} и P_{131} . Кроме того, большое число волн может быть записано как последующие.

Во второй среде первой регистрируется волна P_{12} ; на достаточно больших расстояниях первой на записи может являться волна P_{1312} . В третьей среде в качестве первой записывается волна P_{12} . В обеих средах в области последующих волн соответственно

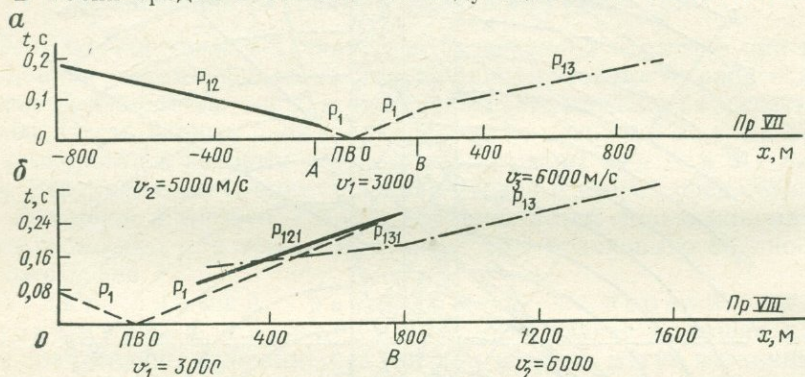


Рис. 50. Продольные годографы, полученные при различной ориентировке профилей VII и VIII относительно границ A и B вертикального слоя с пониженной скоростью, контактирующего со слоями с различными скоростями ($v_2 < v_3$).

Расположение профилей см. на рис. 49

могут быть зарегистрированы волны P_{112B} и P_{113A} . Кинематически возможны также волны, связанные с многократными отражениями от каждой из границ раздела, но интенсивность этих волн меньше, чем интенсивность однократных волн. Поверхностные и линейные годографы многократных волн не показаны на рис. 50 и 51.

Большое число волн, образующихся в случае слоя с пониженной скоростью, расположенного между средами с повышенной скоростью, может обусловить весьма сложный характер сейсмических записей и особые формы годографов. Из рис. 50 следует, что по виду продольных годографов при отсутствии дополнительных данных иногда трудно установить наличие вертикальной слоистости среды. В рассматриваемом случае $v_2 \neq v_3$, если линия профиля не перпендикулярна к границам A и B (см. рис. 50, б), годографы волн P_{121} и P_{131} должны характеризоваться различными кажущимися скоростями. Они ошибочно могут быть приняты за годографы, соответствующие горизонтальным или наклонным границам раздела, залегающим на различных глубинах.

При $v_2 = v_3$, когда линия продольного профиля параллельна границам слоя, годографы волн P_{121} и P_{131} будут представлять собой две параллельные прямые. Если расстояния от ПВ до обеих границ одинаковы, то времена прихода указанных волн равны, и,

следовательно, будет получен один прямолинейный годограф интерференционной волны.

По поперечным годографам наличие вертикальных границ раздела может быть обнаружено значительно проще и увереннее, чем

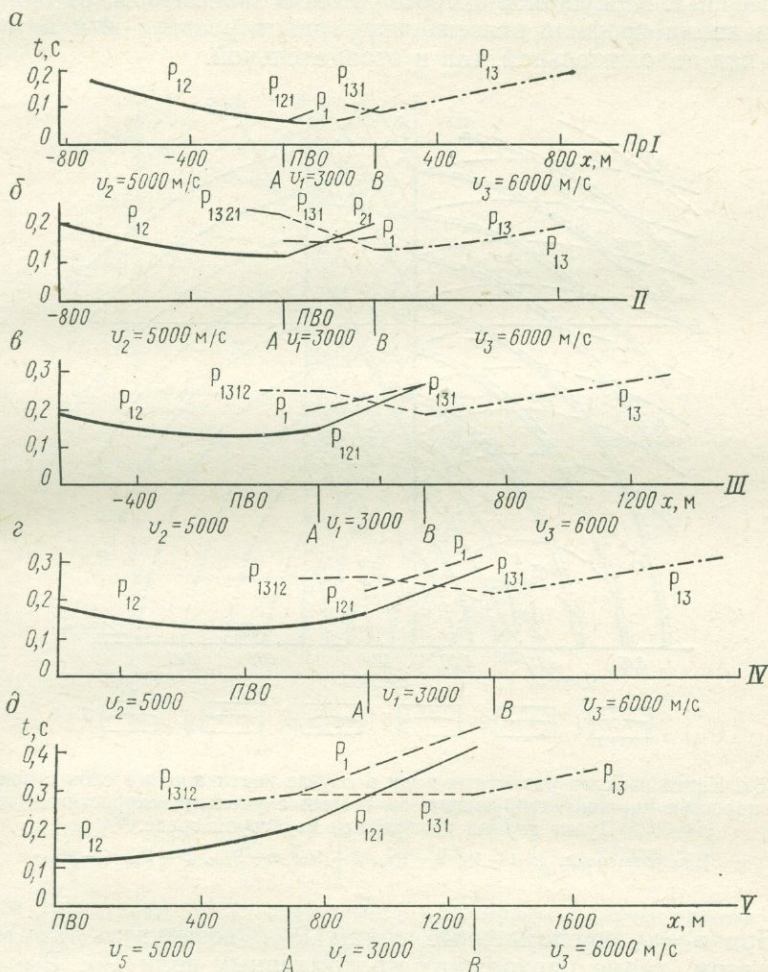


Рис. 51. Поперечные годографы, полученные при различной ориентировке профилей I—V, относительно границ A и B вертикального слоя с пониженной скоростью v_1 , контактирующего со слоями с различными скоростями ($v_2 < v_3$).

Расположение профилей см. на рис. 49; $PВ$ — проекция пункта взрыва на линию поперечного профиля

по продольным, вследствие присутствия на сейсмограммах волн с отрицательными кажущимися скоростями. Поперечные годографы этих волн, как видно из рис. 51, существенно различаются от годографов, присущих средам, близким к горизонтально-слоистым.

Пункт взрыва расположен во второй среде. В этом случае, кроме волн, указанных в разделе 2 настоящей главы, могут образоваться преломленные волны P_{2131} и P_{21312} , которые при достаточно больших расстояниях от ПВ прослеживаются в качестве первых. Кажущаяся скорость волн в зависимости от ориентировки линии профиля относительно границ раздела A и B может быть как положительной, так и отрицательной.

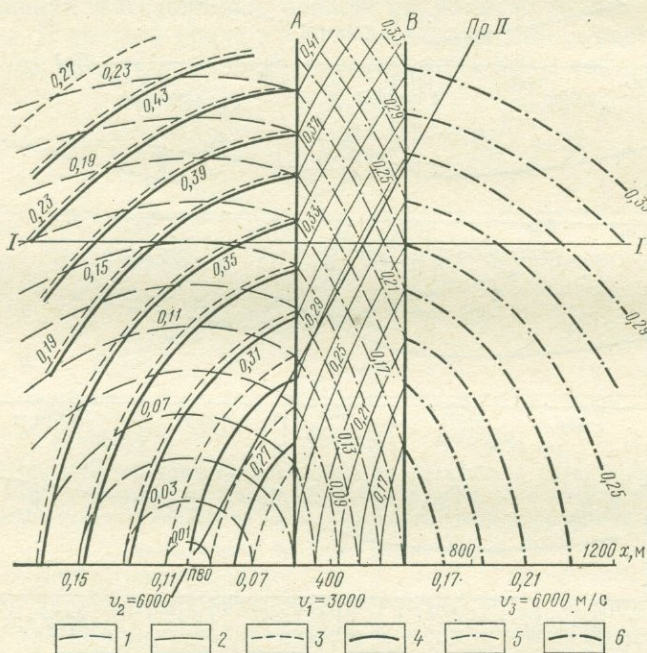


Рис. 52. Карта изохрон различных волн в случае вертикального слоя с пониженной скоростью v_1 , контактирующего со слоями с равными скоростями ($v_2=v_3$). Пункт взрыва расположен во второй среде.

Изохроны волн, с: 1 — P_2 , 2 — P_{211} , 3 — P_{22} , 4 — P_{2112} , 5 — P_{21} , 6 — P_{213}

При $v_2=v_3$ преломленные волны P_{2131} возникнуть не могут. При этом, кроме проходящих преломленных волн P_{21} , P_{213} , возможно образование однократных отраженных волн P_{22A} и P_{211B} . Карты изохрон этих волн показаны на рис. 52, а на рис. 53 приведены продольные и поперечные годографы, полученные по профилям I и II . Помимо волн, годографы которых показаны на рис. 52 и 53, в рассматриваемом случае в области последующих вступлений могут быть зарегистрированы различные многократные волны.

Пункт взрыва расположен в третьей среде. В рассматриваемом случае $v_1 < v_2 \leq v_3$ и преломленные волны согласно законам геометрической сейсмологии не могут образоваться.

В качестве первых могут быть зарегистрированы соответственно волны P_3 , P_{31} , P_{312} . В области последующих волн могут быть зафиксированы волны, отраженные от границ A и B .

Из приведенных выше данных следует, что при слое с пониженной скоростью, контактирующим со слоями с большей скоростью, кинематически возможные типы волн существенно различны

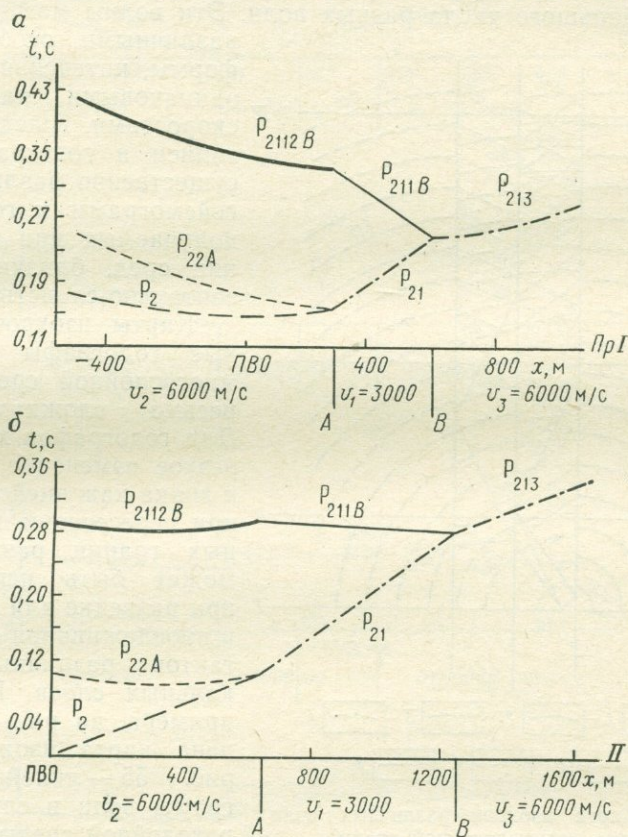


Рис. 53. Поперечный (а) и продольный (б) годографы в случае вертикального слоя с пониженной скоростью v_1 , контактирующего со слоями с равными скоростями ($v_2 = v_3$).

Расположение профилей см. на рис. 52

в зависимости от расположения ПВ и линии наблюдений относительно границ слоя. В связи с этим различны также и характеры годографов. Наиболее ярко особенности линейных годографов, присущие вертикально-слоистой среде, выявлены в том случае, когда ПВ находится над средой с пониженной скоростью, а поперечный профиль перпендикулярен к границе раздела. Это связано с возникновением преломленных волн P_{121} и P_{131} , соответствующих границам слоя.

4. Многослойная вертикально-слоистая среда

В случае многослойной вертикально-слоистой среды, состоящей из перемежающихся слоев с различными скоростями, которые характеризуются сравнительно небольшой горизонтальной мощностью, возможно, как это видно из предыдущего анализа, возникновение большого числа разных волн. Эти волны могут обладать

различными особенностями формы, интенсивности и неодинаковыми кажущимися скоростями, вследствие чего записи и годографы будут существенно различаться от сейсмограмм и годографов, получаемых при исследовании сред, близких к горизонтально-слоистым.

Карты изохрон и линейные годографы в случае многослойной среды имеют весьма сложную форму. Для годографов характерно резкое изменение величины и знака кажущейся скорости при пересечении вертикальных границ раздела. Это может быть использовано при разведке для выявления и прослеживания линий контактов различных вертикальных слоев. В качестве примера на рис. 54 приведена карта изохрон, а на рис. 55 — линейные годографы волн в случае четырехслойной среды при условии, что мощности слоев сравнительно малы и различия в скоростях невелики.

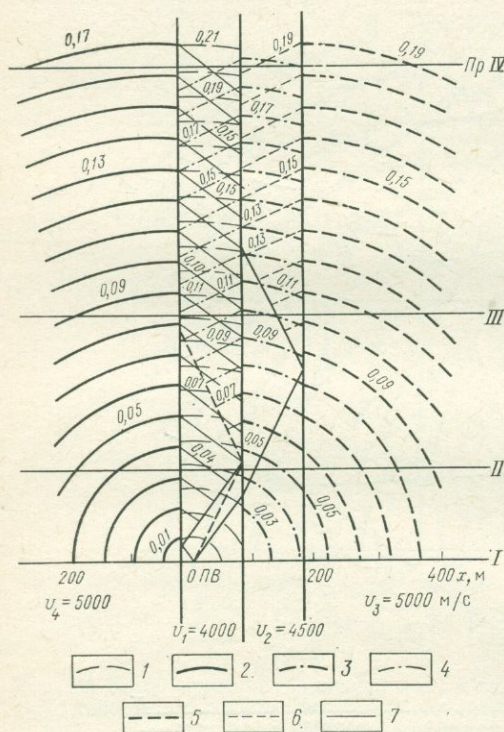


Рис. 54. Карта изохрон различных волн в случае четырехслойной среды.

Изохроны волн, с: 1 — P_1 , 2 — P_4 , 3 — P_{12} , 4 — P_{121} , 5 — P_{123} , 6 — P_{1232} , 7 — P_{141}

Как видно из рис. 55, а, по продольному профилю I, ориентированному вкост направления простираения границ слоев, расчленение двух слоев с пониженными скоростями ($v_1=4000$ м/с и $v_2=4500$ м/с) и определение границы между ними не могут быть произведены достаточно надежно, так как такие различия в величинах скоростей обычно находятся в пределах точности их вычисления. По поперечным профилям (см. рис. 55, б, в, г) вертикальные границы раздела могут быть обнаружены по наличию преломленных волн с отрицательными кажущимися скоростями и по особой форме годографов.

Из рис. 55, а также из рис. 50 и 51 видно, что некоторые волны, возникающие в вертикально-слоистой среде, на определенных участках плоскости наблюдений характеризуются близкими

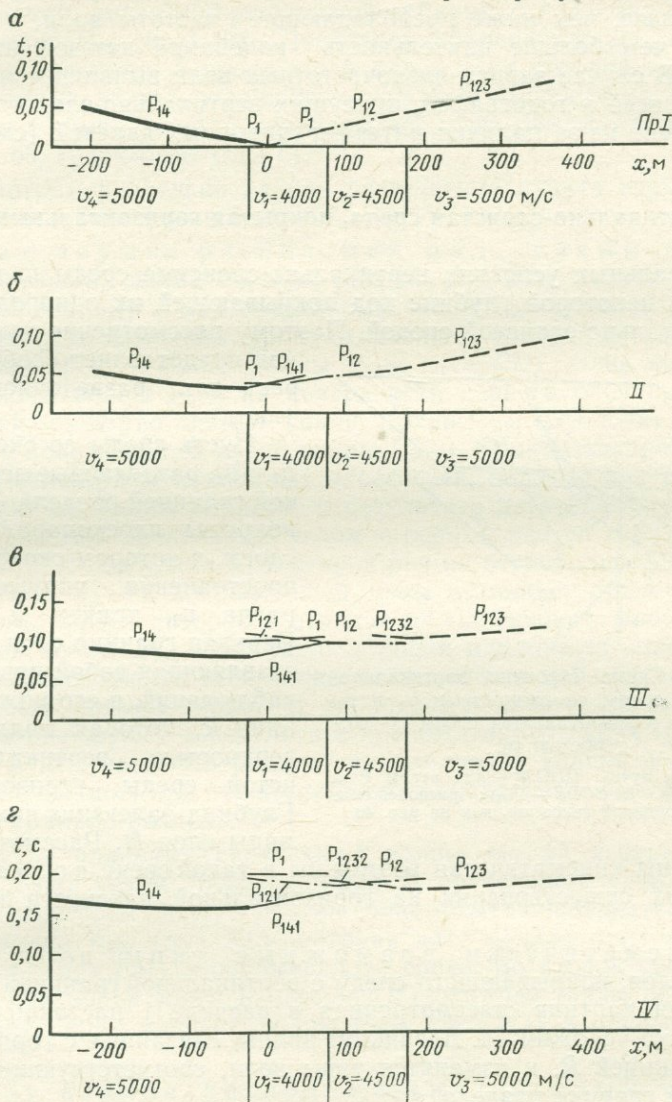


Рис. 55. Продольные и поперечные годографы в случае четырехслойной среды, расположенные на различных расстояниях от ПВ.

Расположение профилей и ПВ см. на рис. 54

временами прихода, причем иногда участки могут быть достаточно протяженными. В этом случае на записях зарегистрирована сложная волна, представляющая собой результат интерференции

нескольких волн. При заданных строении среды, расположении ПВ и линии наблюдений геометрические размеры области, в которой волны регистрируются в условиях интерференционных явлений, тем больше, чем ниже преобладающие частоты волн, и в связи с этим чем больше длительность колебаний каждой отдельной волны. В случае записи низкочастотных волн выявление особенностей записей и годографов, присущих вертикально-слоистой среде, затруднено из-за наличия интерференционных явлений (см. гл. X).

5. Вертикально-слоистая среда, покрытая горизонтальным слоем

В реальных условиях вертикально-слоистые среды часто залегают на некоторой глубине под покрывающей их однородной или горизонтально-слоистой средой. Поэтому рассмотрение такого случая представляет особый интерес для разведочной практики.

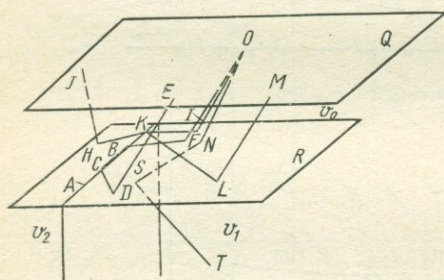


Рис. 56. Схема строения вертикально-слоистой среды со скоростями v_1 и v_2 , покрытая горизонтальным слоем со скоростью v_0 .

Траектории лучей: $OIKLM$ — для волны P_{0110} , $ONST$ — P_{011} , $OFBCDE$ — P_{0120} ; расположение осей координат такое же, как на рис. 40

Пусть среды со скоростями v_1 и v_2 , разделенные вертикальной границей раздела (рис. 56), покрыты плоскопараллельным слоем, в котором скорость распространения упругих волн равна v_0 , причем $v_0 < v_1 < v_2$. Верхняя граница слоя Q , представляющая собой поверхность наблюдений, и его нижняя граница R , которая является поверхностью вертикально-слоистой среды, горизонтальны. Глубина залегания нижней границы слоя H . Рассмотрим, какие волны кинематически возможны в такой среде, и определим области их существования на горизонтальной плоскости наблюдений Q .

Кинематически возможные типы волн. При наличии слоя, покрывающего среду с вертикальной границей раздела, волновая картина, рассмотренная в разделе 1 настоящей главы, несколько усложнится. Возникнут волны, связанные с горизонтальной границей R , и изменятся типы волн, соответствующих вертикальной границе раздела A .

Как обычно в случае горизонтально-слоистой среды, в покрывающей среде возможно возникновение прямой волны P_0 , отраженной P_{00} и преломленной P_{010} или P_{020} в зависимости от того, расположен пункт взрыва над первым слоем или вторым. При падении волны P_0 на границу R в нижележащей среде возникнет проходящая преломленная волна P_{0k} ($k=1; 2$), которая скользит вдоль поверхности R , когда угол падения волны P_0 на эту поверх-

ность достигает предельного угла $i_{0k} = \arcsin(v_0/v_k)$. Волна P_{0k} , достигая вертикальной границы раздела, дает начало новым волнам, на которых остановимся. При этом будем рассматривать только случай, когда к вертикальной границе A подходит преломленная волна P_{0k} ($k=1; 2$). Последнее объясняется тем, что при падении на границу A проходящей волны, луч которой не лежит в плоскости R , волны, отраженные или преломленные на границе A , не могут быть зарегистрированы на поверхности наблюдений (см. рис. 56, траектория $ONST$).

Рассмотрим раздельно случаи размещения пункта взрыва над первым и вторым слоями.

Пункт взрыва расположен над первым слоем. Если скользящая волна P_{01} (см. рис. 56, луч FB) падает на вертикальную границу A под предельным углом $i_{12} = \arcsin(v_1/v_0)$, то во второй среде возникнет фронт скользящей волны P_{012} (луч BC), а в первой среде — фронт волны P_{0121} (луч CD). След волновых поверхностей волны P_{0121} на поверхности первого слоя представляет собой семейство прямых линий. Волна P_{0121} обусловит возникновение в покрывающей среде волны P_{01210} , фронты которой будут являться семейством наклонных плоскостей, образующих с границей R угол i_{01} . Таким образом, в результате двукратного преломления волны под предельным углом — первый раз на горизонтальной границе R под углом i_{01} и второй раз на вертикальной границе A под углом i_{12} — в покрывающей среде возникнет преломленная волна P_{01210} , фронт которой в отличие от конического фронта преломленной волны P_{010} представляет собой наклонную плоскость. Изохроны поля времен этой волны на плоскости наблюдений Q — совокупность прямых линий. В дальнейшем преломленную волну P_{010} , образовавшуюся в результате преломления на двух границах раздела, будем называть боковой преломленной волной в отличие от волн, возникших при преломлении под предельным углом только на одной границе раздела.

В случае падения скользящей волны P_{01} на вертикальную границу A под углом, отличающимся от предельного угла i_{12} (см. рис. 56, траектория OIK), в первой среде может образоваться отраженная волна P_{011} (луч KL), которая даст начало преломленной волне P_{0110} (луч LM) в покрывающей среде. Во второй среде возникнет проходящая волна P_{012} (луч KN), которая также обусловит образование преломленной волны P_{0120} (луч HJ) в покрывающей среде.

Пункт взрыва расположен над вторым слоем. В этом случае помимо волн, возникающих в горизонтально-слоистой среде, появляются волны P_{0220} и P_{0210} . Боковые преломленные волны в этом случае не могут образоваться.

Поверхностные годографы различных волн. Уравнения поверхностных годографов волн P_{010} , P_{01210} , P_{0110} , P_{0120} на плоскости xOy различаются от уравнений годографов волн P_1 , P_{121} , P_{11} , P_{12} , рассмотренных в разделе 1 настоящей главы,

присутствием в правой части аддитивной постоянной t_0 , не зависящей от координат точки наблюдений. В случае волн P_{010} , P_{01210} и P_{0110} .

$$t_0 = \frac{2H}{v_0} \cos i_{01}.$$

Для волны P_{0120}

$$t_0 = \frac{H}{v_0} (\cos i_{01} + \cos i_{02}).$$

В случае волн P_{020} и P_{0220} в уравнениях (76), (77) и (79) нужно заменить скорость v_1 на v_2 и прибавить постоянную

$$t_0 = \frac{2H}{v_0} \cos i_{02}.$$

Для волны P_{0210} следует поменять местами скорости v_1 и v_2 и прибавить постоянную

$$t_0 = \frac{H}{v_0} (\cos i_{02} + \cos i_{01}).$$

Таким образом, общий характер годографов различных волн, рассмотренных ранее, остается неизменным. Основная разница заключается в том, что при наличии покрывающей среды несколько изменяются области существования волн.

Области существования различных волн. Волны P_0 и P_{00} . Согласно кинематическим соображениям эти волны могут быть зарегистрированы на всей плоскости xOy . Часто область их существования бывает меньше, так как прямая волна P_0 весьма быстро затухает с расстоянием, а отраженная волна P_{00} , как указывалось выше, нередко отсутствует там, где регистрируются преломленные волны P_{010} , P_{020} , P_{0120} или P_{0210} .

Волны P_{0k0} . Для удобства записи обозначим эти волны P_{0k0} , где индексы $k=1; 2$ соответствуют первой или второй среде. Область существования каждой из этих волн на плоскости xOy ограничена окружностью

$$x^2 + y^2 = 4H^2 \operatorname{tg}^2 i_{0k}, \quad (92)$$

представляющей собой место расположения начальных точек волны P_{0k0} , и линией S (рис. 57) — геометрическое место точек прихода на плоскость наблюдений лучей, вышедших из точек среды k , расположенных вдоль границы A .

Контур S и ПВ расположены по разные стороны от границы A , т. е. если пункт взрыва расположен над средой со скоростью v_1 , то линия S находится над средой со скоростью v_2 . Вследствие того, что точки прихода сейсмических лучей на поверхность наблюдений смещены относительно точек их выхода из преломляющей среды, волна P_{0k0} , образующаяся при расположении ПВ над средой k ($k=1; 2$), может существовать на некоторой части плоскости xOy над средой l ($l=2; 1$). Назовем рассматриваемую линию S пре-

дельным контуром для волны P_{0k0} . Уравнение этого контура имеет вид

$$y = \pm x \sqrt{\frac{H^2 \operatorname{tg}^2 i_{0k}}{(x+d)^2} - 1}. \quad (93)$$

Из формулы (93) видно, что предельный контур представляет собой кривую, асимптотой которой является прямая $x = -d$. При конечных значениях y расстояние от этой кривой до границы раздела тем больше, чем значительнее глубина H и предельный угол i_{0k} .

Волны P_{0110} и P_{0220} . Область существования каждой из этих волн на плоскости наблюдений расположена над той из сред, над которой находится ПВ, и ограничена кривой

$$y = \sqrt{\left(\frac{H \operatorname{tg} i_{0k}}{x+d}\right)^2 - 1} (x+2d), \quad (94)$$

представляющей собой геометрическое место точек прихода на плоскость xOy лучей, вышедших из точек среды $k=1; 2$, расположенных у границы раздела A .

Волна P_{01210} . Область существования этой волны расположена над первой средой. Она ограничена прямой (81), представляющей собой геометрическое место начальных точек, и прямой

$$x = -d + H \operatorname{tg} i_{01} \cos i_{12}, \quad (95)$$

которая является геометрическим местом точек прихода на плоскость xOy лучей, вышедших из точек второй среды, расположенных на границе A .

Волны P_{0120} и P_{0210} . Обозначим эти волны P_{0kl0} ($k=1; 2; l=2; 1$). Область существования каждой из волн на плоскости xOy расположена в среде, находящейся по другую сторону от линии контакта по сравнению с пунктом взрыва, и ограничена линией, представляющей собой геометрическое место точек прихода лучей, вышедших из точек среды l , расположенных вдоль линии контакта.

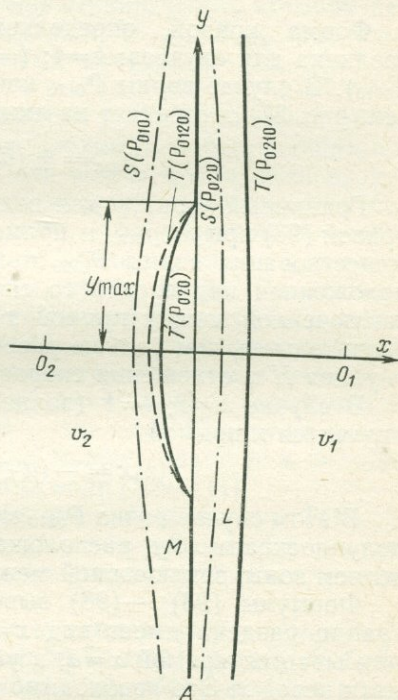


Рис. 57. Предельные контуры S для волн P_{010} и P_{020} и граничные контуры T для волн P_{0120} и P_{0210} .

Пунктиром показана линия пересечения голографов волн P_{010} и P_{0120} ; O_1 и O_2 — пункты взрыва; M — область между контурами $S(P_{010})$ и $T(P_{0120})$, где кинематически возможны волны P_{010} и P_{0120} ; L — область между контурами $S(P_{020})$ и $T(P_{0210})$, где кинематически возможны только дифрагированные волны P_{022} .

Назовем эту линию граничным контуром T для волны P_{0k10} . Уравнение граничного контура T имеет вид

$$y = \pm \sqrt{1 - \left(\frac{x+d}{H \operatorname{tg} i_{0l}}\right)^2} \times \left\{ \frac{d}{\sqrt{\left(\frac{v_l}{v_k}\right)^2 - \left[1 - \left(\frac{x+d}{H \operatorname{tg} i_{0l}}\right)^2\right]}} + H \operatorname{tg} i_{0l} \right\}. \quad (96)$$

Форма кривой, определяемой уравнением (96), существенно различна для случаев: $k=1; l=2$ (волна P_{0120}) и $k=2; l=1$ (волна P_{0210}). В случае волны P_{0120} контур расположен над второй средой (см. рис. 57) и отсекает на линии $x=-d$ отрезки

$$y_{\max} = \pm (d \operatorname{tg} i_{12} + H \operatorname{tg} i_{02}). \quad (97)$$

Граничный контур для волны P_{0120} состоит из двух частей: из кривой (96) при $y < y_{\max}$ и прямой $x=-d$, когда $y \geq y_{\max}$. Областью существования волны P_{0120} является вся полуплоскость xOy , расположенная над средой со скоростью v_2 , за исключением зоны, заключенной между прямой $x=-d$ и кривой (96). Эта зона тем значительнее, чем больше расстояние d от ПВ до границы раздела, глубина H и отношения скоростей v_0/v_2 и v_1/v_2 .

В случае $k=2; l=1$ (волна P_{0210}) кривая (96) асимптотически стремится к прямой

$$x = -(d + H \operatorname{tg} i_{01} \cos i_{12}). \quad (98)$$

В этом случае волна P_{0210} может быть зарегистрирована во всей полуплоскости xOy , расположенной над первой средой, за исключением зоны, заключенной между границей раздела и прямой (98).

Формулы (93) — (98) выведены для случая, когда уравнение границ раздела имеет вид $x=-d$. Когда же уравнение границы описывается прямой $x=d$, в указанных формулах нужно изменить знак перед x . Это необходимо иметь в виду при расчете граничных контуров для двух пунктов взрыва, расположенных по обе стороны от границы раздела.

Взаимное расположение областей регистрации волн P_{0k0} и P_{0k10} . Из сопоставления формул (93) и (96) видно, что при каждом заданном $y = \operatorname{const}$ $|x(P_{010})| > |x(P_{0120})|$ и $|x(P_{020})| < |x(P_{0210})|$ (см. рис. 57). Следовательно, граничный контур $T(P_{0120})$ расположен между предельным контуром $S(P_{010})$ и границей A . Для волн P_{020} и P_{0120} существует обратная закономерность — предельный контур $S(P_{020})$ находится между граничным контуром $T(P_{0210})$ и границей A . Рассмотрим, какие особенности сейсмических записей и годографов должны существовать для каждого из указанных случаев расположения граничных и предельных контуров.

Волны P_{010} и P_{0120} . В области M , расположенной между предельным контуром $S(P_{010})$ и граничным контуром $T(P_{0120})$, возможно существование обеих преломленных волн, характеризую-

щихся различными кажущимися скоростями. В той части рассматриваемой области, для которой ординаты точек y больше, чем y_{\max} , определяемый по формуле (97), волна P_{0120} всегда регистрируется в качестве первой, а волна P_{010} — в области последующих вступлений. В части области M , находящейся между двумя прямыми, соответствующими знакам плюс и минус в выражении (97), волны P_{010} и P_{0120} интерферируют друг с другом, причем вблизи граничного контура $T(P_{0120})$ первой регистрируется волна P_{010} , а вблизи предельного контура $S(P_{010})$ — волна P_{0120} . Линия, вдоль которой пересекаются поверхностные годографы волн P_{010} и P_{0120} , расположена между обоими рассматриваемыми контурами (см. рис. 57, пунктирная кривая).

На сейсмограммах, полученных внутри рассматриваемой области, должны быть зарегистрированы волны с пересекающимися осями синфазности. Для того чтобы эти волны могли быть разделены и самостоятельно прослежены на записях, полученных на некотором интервале профиля, необходимо, с одной стороны, чтобы глубина H и отношение скоростей v_1/v_2 представляли не слишком малые величины и, с другой стороны, чтобы волны на записях обладали достаточно высокой преобладающей частотой и в связи с этим малой длительностью колебаний. Если указанные условия не соблюдаются, то в зоне совместного существования волн P_{010} и P_{0120} будет получена интерференционная запись, по которой трудно проследить каждую из волн отдельно. При этом кажущаяся скорость суммарного колебания может сильно различаться от кажущихся скоростей составляющих волн [109, 111].

Волны P_{020} и P_{0210} . В этом случае граничный контур $T(P_{0210})$ расположен дальше от линии контакта, чем предельный контур $S(P_{020})$ (см. рис. 57), и, следовательно, отсутствует область, где совместно существуют обе волны.

В области L , находящейся между обоими контурами, преломленные волны вообще не регистрируются. В этой зоне могут быть записаны лишь дифрагированные волны P'_{020} , образующиеся в результате дифракции скользящей волны P_{02} на линии A [16, 107] (штрих указывает, что волна в последней части пути является дифрагированной).

В области существования преломленных волн P_{010} , P_{0120} и т. д. дифрагированные волны также кинематически возможны, но они могут быть зарегистрированы только в области последующих вступлений. В связи с тем, что вертикальные составляющие этих волн, как показали данные экспериментальных работ [16, 20, 107], характеризуются малыми амплитудами, выделить их в области последующих вступлений представляется маловероятным из-за интерференции с более интенсивными преломленными волнами, регистрируемыми в качестве первых. В тех случаях, когда первая преломленная волна сменяется дифрагированной, следует ожидать заметного уменьшения амплитуды записей.

Линейные годографы волн. Из приведенного выше анализа видно, что линейные годографы волн в случае горизон-

тального слоя, покрывающего среду с вертикальной границей раздела, в основных чертах имеют такой же вид, как и в случае, рассмотренном в разделе 1 настоящей главы. Основными различиями являются: при расположении ПВ над первой средой существует область, где регистрируются и интерферируют друг с другом волны R_{010} и R_{0120} , а когда ПВ находится над второй средой, области существования волн R_{020} и R_{0210} разделены зоной, где в качестве первой будет записана дифрагированная волна R'_{020} (рис. 58). Вследствие этой особенности встречные продольные годографы

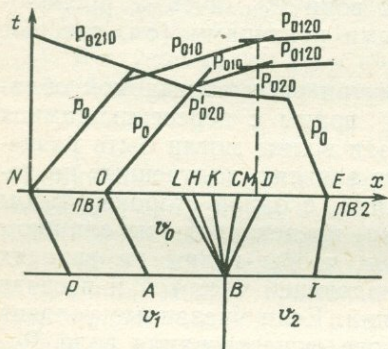


Рис. 58. Продольные годографы волн в случае вертикально-слоистой среды, покрытой горизонтальным слоем. Линия профиля перпендикулярна к границе раздела, проходящей через точку B.

Траектории волн: $OABD - R_{010}$, $OABC$, $OABE - R_{0120}$, $EIBK - R_{020}$, $EIBAO - R_{0210}$

областей — существования зон интерференции волн R_{010} и R_{0120} и части областей, где в качестве первых регистрируются различные дифрагированные волны, — все характерные черты продольных и поперечных годографов, рассмотренные в разделах 1—4 настоящей главы, наблюдаются и при наличии горизонтального слоя, покрывающего вертикально-слоистую среду.

Из проведенного анализа следуют выводы.

1. В вертикально-слоистых средах кинематически возможно возникновение большого числа различных преломленных и преломленно-отраженных волн, в том числе и некоторых особых типов волн, например боковых преломленных, претерпевших двукратное преломление под предельным углом. Волны, образующиеся в вертикально-слоистой среде, характеризуются различными областями прослеживания, разными кажущимися скоростями и в некоторых случаях пересекающимися годографами. В связи с наличием указанных волн при исследовании вертикально-слоистых сред должны наблюдаться динамические особенности записей и особые формы годографов, отличающиеся от наблюдаемых при изучении горизонтально-слоистых сред.

волн R_{010} и R_{0120} , полученные при положении ПВ над первым слоем, и волн R_{020} и R_{0210} при ПВ над вторым слоем будут различными. В первом случае существует зона интерференции волн и пересечения их годографов, во втором — зона пересечения годографов отсутствует. Аналогичные различия будут и на поперечных годографах при расположении ПВ над первым и вторым слоями.

Области регистрации боковой преломленной волны R_{01210} и преломленной волны R_{0120} также разделены зоной, расположенной между прямыми (81) и (95). В ней первыми должны регистрироваться преломленно-дифрагированные волны типа R'_{0120} .

За исключением указанных особенностей

2. Использование при разведке особенностей записей волн и формы их годографов позволяет установить наличие вертикальной слоистости среды. Выявление вертикальной слоистости возможно даже в таких сложных случаях строения среды, когда не может быть удовлетворительных результатов применения обычной методики, основанной на определении граничных скоростей по продольным профилям, расположенным вкрест простирания слоев. В частности, обнаружение вертикальной слоистости по особенностям волновой картины возможно при малой горизонтальной мощности слоев с различными скоростями, которые могут быть пропущены из-за недостаточной точности определения $v_{гр}$ в тонких слоях. Выявление вертикальной слоистости возможно также в случае слабой скоростной дифференциации двух контактирующих сред, когда различия в скоростях находятся в пределах точности определения $v_{гр}$.

3. Для обнаружения особенностей записей и формы годографов, присущих вертикально-слоистой среде, целесообразно применять специальную методику наблюдений, при которой указанные особенности могут быть получены в наиболее отчетливой форме. Эта методика основана на использовании площадных съемок при одном общем пункте взрыва и различных систем поперечных профилей.

4. В случае применения площадной съемки при одном общем пункте взрыва съемка должна проводиться в основном по системе поперечных профилей, расположенных перпендикулярно к предполагаемому направлению простирания вертикальных границ раздела. Эти профили следует корреляционно увязать с помощью системы дополнительных продольных и непродольных (боковых) профилей, размещенных примерно параллельно направлению простирания вертикальных границ раздела. Такая система наблюдений позволяет построить поверхностные годографы (карты изохрон) различных волн, по которым можно выявить и проследить вертикальные границы раздела.

5. Для выявления и прослеживания вертикальных границ раздела можно применять системы изолированных поперечных профилей, наблюдения на которых проводят при одном и том же или при различных пунктах взрыва. Эти профили также следует располагать перпендикулярно к предполагаемому направлению простирания вертикальных границ раздела. В тех местах, где на поперечных профилях наблюдается пересечение осей синфазности различных волн, для определения направления подхода волн необходимо проводить дополнительные наблюдения по коротким профилям, пересекающим поперечный профиль под углом, отличающимся от нуля. По пересекающимся профилям находят векторы-градиенты $\tau_{ср}$ функции поверхностного годографа различных волн, указывающие направления их подхода. Векторы $\tau_{ср}$ определяются наиболее устойчиво, когда дополнительные профили перпендикулярны к основному поперечному профилю. Таким путем можно уверенно установить наличие боковых волн и определить положение

вертикальных границ раздела, с которыми связано их возникновение.

6. Каждый из перечисленных видов съемки следует дополнять опорными продольными профилями для определения граничных скоростей в исследуемой среде и формы поверхности вертикально-слоистой среды. Последнее имеет существенное значение при сложных формах рельефа поверхности вертикально-слоистой среды, так как в этом случае волновая картина затрудняется явлениями фокусировки сейсмических лучей и не всегда может быть однозначно расшифрована при поперечном профилировании и площадной съемке [164].

Глава X

НЕКОТОРЫЕ ДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВОЛН, РАСПРОСТРАНЯЮЩИХСЯ В ВЕРТИКАЛЬНО-СЛОИСТЫХ СРЕДАХ

В настоящей главе рассматривается вопрос о динамических особенностях падающей, отраженной и проходящей преломленной волн в случаях двух полупространств, разделенных вертикальной границей раздела, и вертикальных слоев, заключенных между двумя полупространствами. На основании этого приводятся также некоторые динамические характеристики преломленных волн в вертикально-слоистой среде, залегающей под покрывающим горизонтальным слоем. Во всех указанных случаях анализ особенностей волн проведен для продольных профилей, перпендикулярных к направлению простираения вертикальных границ раздела. При этом предполагается, что волна падает нормально на границу раздела скоростей.

1. Вертикальная граница раздела двух полупространств

Пусть плоская продольная волна P_1 , распространяющаяся в среде со скоростью v_1 , падает нормально на границу раздела. В этом случае на границе раздела образуется отраженная волна P_{11} со скоростью v_1 и преломленная проходящая волна P_{12} со скоростью v_2 . Как известно из теории плоских волн [53, 66], коэффициент отражения плоской волны, падающей нормально на границу раздела двух полупространств, выражается формулой

$$k = \frac{A(P_{11})}{A(P_1)} = \frac{\rho_1 v_1 - \rho_2 v_2}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2}, \quad (99)$$

где $A(P_1)$, $A(P_{11})$ — амплитуды соответственно падающей и отраженной волн; ρ_1 , ρ_2 — плотности сред соответственно первого и второго полупространств.

Отношение амплитуд проходящей и падающей волн описывается формулой

$$\frac{A(P_{12})}{A(P_1)} = \frac{2\rho_1 v_1}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2} = 1 + k. \quad (100)$$

На границе раздела выполняется условие равенства смещений

$$A(P_1) + A(P_{11}) = A(P_{12}). \quad (101)$$

Соотношение амплитуд волн P_1 и P_{12} . Как видно из формулы (100), отношение амплитуд волн P_1 и P_{12} зависит от соотношения акустических жесткостей $\rho_1 v_1$ и $\rho_2 v_2$. Поскольку плотности ρ_i для большинства горных пород различаются сравнительно мало, отношение амплитуд определяется главным образом отношением скоростей v_1 и v_2 . В случае $\rho_1 v_1 < \rho_2 v_2$ коэффициент отражения $k < 0$. Следовательно, фаза отраженной волны P_{11} различается от фазы падающей волны P_1 на π . В связи с этим знаки амплитуд волн P_1 и P_{11} противоположны, и амплитуда проходящей волны P_{12} , как видно из формулы (101), меньше, чем амплитуда падающей волны P_1 . Когда $\rho_1 v_1 > \rho_2 v_2$, коэффициент отражения $k > 0$, и поэтому амплитуда проходящей волны P_{12} больше, чем амплитуда падающей волны P_1 .

Итак, при наличии вертикальной границы раздела акустических жесткостей амплитуда волны, проходящей из среды со скоростью v_1 в среду со скоростью v_2 , уменьшается при $\rho_1 v_1 < \rho_2 v_2$ и возрастает, если $\rho_1 v_1 > \rho_2 v_2$.

Зона интерференции волн P_1 и P_{11} . В первой среде в рассматриваемом случае существуют две волны — падающая P_1 и отраженная P_{11} . На границе раздела времена прихода этих волн одинаковы и амплитуды суммируются в фазе ($\rho_1 v_1 > \rho_2 v_2$) или в противофазе ($\rho_1 v_1 < \rho_2 v_2$). При удалении от границы раздела разность Δt времен прихода волн P_1 и P_{11} возрастает и выражается формулой

$$\Delta t = \frac{2g}{v_1}, \quad (102)$$

где g — расстояние, отсчитываемое от границы раздела.

Волны P_1 и P_{11} интерферируют друг с другом на записи при всех расстояниях g , при которых разность Δt времен их прихода удовлетворяет неравенству $\Delta t \leq a$ (a — длительность колебаний прямой волны P_1). Максимальное расстояние g_{\max} , при котором возможны интерференционные явления между падающей и отраженной волнами, определяется из формулы (102) при условии, что $\Delta t = a$

$$g_{\max} = \frac{av_1}{2}. \quad (103)$$

Следовательно, протяженность g_{\max} зоны интерференции волн P_1 и P_{11} пропорциональна скорости v_1 и длительности колебаний a . На рис. 59 показаны годографы передних и задних фронтов волн P_1 и P_{11} , а также различных фаз обеих волн. Величина g_{\max} представляет собой расстояние, отсчитываемое от границы раздела до абсциссы точки пересечения годографов заднего фронта волны P_1 и переднего фронта (первых вступлений) волны P_{11} .

При интерпретации обычно используют фазы волн, наиболее близкие к началу колебаний. Поэтому представляет интерес определить размеры зоны, в которых начальные фазы волн P_1 могут быть искажены за счет интерференции с волной P_{11} . Положим, что волна имеет форму квазисинусоидального импульса, и будем считать начальные фазы неискаженными в том случае, если не изменена вся форма кривой колебания между двумя первыми экстремумами колебания (максимум и минимум). Тогда можно записать

следующее условие, при выполнении которого возможно искажение первой фазы колебаний:

$$\Delta t \leq \frac{3}{4} T, \quad (104)$$

где T — период волн.

Подставляя в формуле (102) вместо Δt величину $(3/4)T$, получим следующее выражение для протяженности g_Φ зоны, в которой происходят искажения начальной фазы колебаний:

$$g_\Phi = \frac{3}{8} \lambda_1, \quad (105)$$

где $\lambda_1 = v_1 T$ — длина волны в первой среде.

Таким образом, чем выше преобладающая частота колебаний

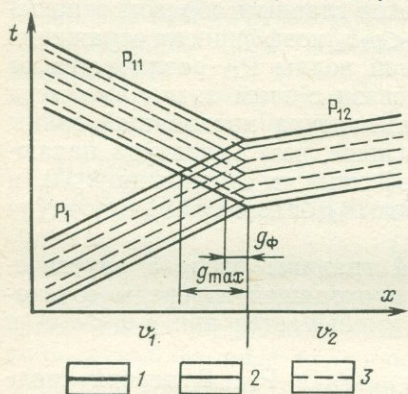


Рис. 59. Годографы вступлений и фаз падающей и отраженной волн:

1 — передних и задних фронтов волн, 2, 3 — соответственно максимумов и минимумов кривой колебаний

и, следовательно, чем меньше длина λ_1 волны, тем меньше протяженность g_Φ зоны интерференции начальных фаз волн P_1 и P_{11} .

Особенности формы записи волн при наличии вертикальной границы раздела двух полупространств. Коэффициент прохождения волн, падающих нормально на границу раздела двух полупространств, не зависит от частоты, а фазовый сдвиг для них равен нулю. Поэтому проходящая преломленная волна отличается от падающей не по форме записи, а только по амплитуде.

В дальнейшем будем рассматривать динамические особенности волн при расположении источника по обе стороны от границы раздела скоростей. Поэтому для упрощения введем следующие индексы: падающая волна P_k , отраженная P_{hk} , проходящая P_{kl} , где $k=1; 2$ и $l=2; 1$.

Формы записи отраженной волны P_{hk} и падающей P_k также не различаются. Только при $\rho_h v_h < \rho_l v_l$ фаза отраженной волны разнится от фазы падающей волны на π . В связи с этим на самой границе раздела, где падающая и отраженная волны суммируются в фазе или в противофазе, форма записи не различается от формы записи падающей волны. Изменения формы записи возможны

только на некоторых расстояниях $g \neq 0$ от границы раздела за счет того, что в этом случае суммирование волн P_k и P_{kk} происходит со сдвигом фаз. Интерференция волн P_k и P_{kk} может обусловить изменения формы и длительности записи падающей волны P_k .

При наличии вертикальной границы раздела двух полупространств возможны следующие закономерности в изменении динамических особенностей записи вдоль продольного профиля, перпендикулярного к границе раздела акустических жесткостей:

1) вблизи границы раздела в среде k , где расположен источник колебаний, существует зона, в которой форма записи может быть искажена вследствие интерференции падающей и отраженной волн;

2) на границе раздела и в среде, расположенной по другую сторону от границы раздела, форма записи проходящей преломленной волны не различается от формы записи падающей волны; разнятся только амплитуды этих волн.

При понижении преобладающей частоты и соответственно увеличении длительности регистрируемых колебаний изменения формы записи наблюдаются на сравнительно протяженном интервале, причем они еще заметны даже на большом удалении от вертикальной границы раздела. В случае перехода на регистрацию более высоких частот уменьшается длительность колебаний, и поэтому изменения формы и амплитуды волны локализуются вблизи вертикальной границы раздела. В связи в этом облегчается определение местоположения границы и ее прослеживание.

Наличие вертикальной границы значительно увереннее можно установить по амплитудным кривым интерференционной волны, чем по годографам фаз.

Динамические особенности записей в случае резких и слабых различий в акустических жесткостях контактирующих сред. В реальных средах встречаются вертикальные границы раздела слоев с различными отношениями акустических жесткостей. В одних случаях отношение акустических жесткостей $(\rho_l v_l) / (\rho_k v_k)$ достигает сравнительно больших величин (1,8—2,0), в других — не превышает 1,1—1,3. Выясним, как зависят динамические особенности записей от отношения акустических жесткостей в контактирующих средах.

Динамические характеристики в средах с резкой и со слабой скоростными дифференциациями различаются в основном следующим.

1. При увеличении различий в значениях скоростей амплитуда отраженной волны возрастает, и поэтому интерференционные явления между падающей и отраженной волнами должны быть выражены в большей мере, чем при малой разнице в величинах скоростей. В последнем случае отраженная волна характеризуется небольшой амплитудой и практически не влияет на форму и амплитуду записи доминирующей падающей волны P_k . Следовательно, искажения формы записи вблизи вертикальной границы раздела, обусловленные интерференцией падающей и отраженной волн, главным образом должны наблюдаться при резких различиях в скоростях.

2. При значительных различиях в значениях скоростей v_k и v_l различия в амплитудах волн проходящей преломленной P_{kl} и падающей P_k больше, чем в случае небольшого расхождения в величинах скоростей.

Таким образом, изменения динамических характеристик волн — формы и амплитуды записи — при резкой скоротной дифференциации вертикально-слоистой среды должны быть выражены сильнее, чем при слабой.

Отражение и преломление волн в реальных поглощающих средах. В реальных средах амплитуды волн убывают при удалении от источника, и поэтому для приближения к естественным условиям следует учесть данные о затухании волн с изменением расстояния (подробнее это рассматривалось во второй части). При распространении в поглощающей среде синусоидальной волны, характеризующейся плоским фронтом, амплитуда убывает по экспоненциальному закону

$$A = A_0 e^{-\alpha x}, \quad (106)$$

где α — амплитудный коэффициент поглощения.

В случае распространения различных волн (прямых, преломленных), возбуждаемых импульсным источником, форма и их амплитуда могут изменяться с изменением расстояния за счет различий в коэффициентах поглощения для компонент с различными частотами, участвующих в формировании импульса. В дальнейшем пренебрежем изменениями формы импульса с переменной расстояния за счет затухания высокочастотных компонент и будем считать, что импульс имеет неизменную форму и с удалением от источника уменьшается только его амплитуда. При этих предположениях изменение амплитуды прямых и преломленных волн с переменной расстояния приблизительно можно представить в виде произведения степенной и показательной функций [18, 55, 149]:

$$A = A_0 \frac{e^{-\alpha x}}{x^n}, \quad (107)$$

где n — показатель степени функции расхождения; α соответствует преобладающей частоте импульса.

При интерференции падающей и отраженной волн, амплитуды которых изменяются с расстоянием, падающая волна является доминирующей так же, как и в случае интерференции волн с постоянными амплитудами. Вместе с тем при переменных амплитудах волн имеются некоторые особенности, отличающие этот случай от ранее рассмотренных плоских волн с постоянными амплитудами. Основные из них следующие.

1. Изменение амплитуды записи при смене падающей волны P_k проходящей P_{kl} ($k=1; 2; l=2; 1$) происходит на фоне монотонного убывания амплитуды волны P_k с изменением расстояния, связанного с явлениями расхождения и поглощения.

2. Характер колебаний в зоне интерференции волн падающей P_k и отраженной P_{kk} может существенно различаться от случаев

$A(P_k) = \text{const}$ и $A(P_{kh}) = \text{const}$, так как амплитуда падающей волны убывает при приближении к границе раздела, а отраженной — уменьшается с удалением от границы раздела, т. е. в противоположном направлении. В некоторых случаях возможно также изменение протяженности зоны интерференции волн P_k и P_{kh} .

Рассмотрим более подробно указанные особенности.

Изменение амплитуды при смене волны P_k волной P_{kl} ($k=1; 2; l=2; 1$). Это изменение происходит на фоне монотонного убывания амплитуды волны P_k с изменением расстояния. В связи с тем, что кривая вида (107) спадает наиболее быстро при малых x и значительно медленнее в случае больших x , изменение амплитуды при смене волны P_k волной P_{kl} зависит от расстояния между источником колебаний и вертикальной границей раздела. Для исследования этой зависимости рассмотрим отношение амплитуд волн P_k и P_{kl} в двух точках, находящихся по обе стороны от границы раздела на равных расстояниях Δx . Причем расстояния $\Delta x > g_{\text{max}}$, при которых волны P_k и P_{kh} уже не интерферируют.

Пусть амплитуда падающей волны P_k описывается формулой (107). Амплитуда проходящей волны на границе раздела имеет вид

$$A(P_{kl})|_{x=d} = (1+k) \frac{A_0 e^{-\alpha_k d}}{d^n}, \quad (108)$$

где α_k — коэффициент поглощения в среде k ; d — расстояние от источника колебаний до границы раздела; n — показатель степени функции расхождения.

На расстоянии Δx от границы раздела амплитуда проходящей волны P_{kl} выразится формулой

$$A(P_{kl})|_{x=d+\Delta x} = (1+k) \frac{A_0}{(d+\Delta x)^n} \exp(-\alpha_k d - \alpha_l \Delta x), \quad (109)$$

где α_l — коэффициент поглощения в среде l .

Амплитуда падающей волны в среде k на расстоянии Δx от границы раздела выразится формулой

$$A(P_k)|_{x=d-\Delta x} = \frac{A_0}{(d-\Delta x)^n} \exp[-\alpha_k (d-\Delta x)]. \quad (110)$$

Отношение амплитуд

$$y = \frac{A(P_{kl})|_{x=d+\Delta x}}{A(P_k)|_{x=d-\Delta x}}$$

можно представить в следующем виде:

$$y = (1+k) \exp[-(\alpha_k + \alpha_l) \Delta x] \left(\frac{1 - \frac{\Delta x}{d}}{1 + \frac{\Delta x}{d}} \right)^n. \quad (111)$$

Как видно из формулы (111), если $n > 0$, величина y при заданных значениях k , α_k , α_l и Δx тем меньше, чем ниже d . Следовательно, отношение амплитуд проходящей и падающей волн на равных расстояниях Δx от границы раздела, когда источники

колебаний находятся на близких расстояниях d от границы раздела, меньше, чем в случае удаленных источников. Из этого следует, что на записях, полученных на нагоняющих системах, величины отношений амплитуд волн P_{kl} и P_k вблизи границы раздела должны несколько различаться.

Вследствие наличия в выражении (111) экспоненциального и степенного сомножителей, каждый из которых меньше единицы, величина $y < 1 + k$. Поэтому при $k < 0$, т. е. когда источник колебаний находится в первой среде, для которой $\rho_1 v_1 < \rho_2 v_2$, уменьшение амплитуды при пересечении границы раздела будет более резким, чем в случае плоских волн с постоянными амплитудами. Если $k > 0$ (источник расположен во второй среде), при малых величинах d значение y может быть меньше единицы, т. е. возрастание амплитуд, связанное с переходом волны в среду с меньшей акустической жесткостью, может быть замаскировано эффектами расхождения и поглощения волн. При достаточно больших d степенной член в формуле (111) близок к единице, и поэтому y может быть выше единицы. Заметим, что при значительных α_k и α_l величина y может быть меньше единицы и в случае больших расстояний d .

Таким образом, можно сделать следующие выводы о характере изменения амплитуд при пересечении профилем вертикальной границы раздела.

1. В случае распространения волны из среды с меньшей акустической жесткостью в среду с большей акустической жесткостью уменьшение амплитуд должно быть выражено тем более отчетливо, чем ближе расположен источник колебаний к границе раздела.

2. Возрастание амплитуд при распространении волны из среды с большей акустической жесткостью в среду с меньшей акустической жесткостью наблюдается тем резче, чем дальше находится источник колебаний от границы раздела. При малых расстояниях от источника до границы раздела это возрастание амплитуд может быть замаскировано монотонным их падением, связанным с расхождением и поглощением волн в случае удаления от источника.

3. Поскольку коэффициенты поглощения α_k и α_l возрастают с увеличением частоты, уменьшение амплитуд за счет поглощения более сильно выражено для высоких частот. Поэтому, чем выше частота регистрируемых волн при пересечении вертикальной границы раздела, тем сильнее выражено падение амплитуд с переходом волны из среды с меньшей акустической жесткостью в среду с большей акустической жесткостью и слабее — возрастание амплитуд при обратном переходе.

Следует заметить, что при полевых исследованиях наблюдения производят не непрерывно вдоль линии профиля, а в некоторой последовательности точек, расположенных на конечных расстояниях друг от друга. В связи с этим область вблизи границы раздела, где амплитуда волны плавно уменьшается или возрастает, может быть пропущена, и построенным по записям амплитудных кривых возможно сделать вывод о скачкообразном изменении ам-

плитуд в зоне контакта двух сред. Таким образом, скачкообразный характер изменения амплитуд вблизи вертикальной границы раздела может быть связан с особенностями методики полевых наблюдений, часто применяющейся в сейсмической разведке.

Зона интерференции волн P_h и P_{hk} в случае, когда их амплитуды являются функциями расстояния. Отношение амплитуд отраженной и падающей волн выражается формулой

$$\frac{A(P_{kk})}{A(P_k)} = k e^{-2\alpha_k p} \left(\frac{1 - \frac{p}{d}}{1 + \frac{p}{d}} \right)^n, \quad (112)$$

где p — расстояние от границы раздела до точки наблюдения.

В связи с тем, что отношение амплитуд волн P_{hk} и P_h уменьшается с удалением от границы раздела, протяженность зоны интерференции этих волн может быть меньше, чем следует из расчета по формуле (103). В работах [110, 111] указывается, что при отношении амплитуд двух интерферирующих волн $\eta < 0,1$, волна с меньшей амплитудой практически не влияет на форму записи, годограф фаз и амплитудную кривую доминирующей волны. Следовательно, при

$$k e^{-2\alpha_k p} \left(\frac{1 - \frac{p}{d}}{1 + \frac{p}{d}} \right)^n < 0,1 \quad (113)$$

явления интерференции падающей и отраженной волн можно не учитывать. Если величина p , определяемая из выражения (113), удовлетворяет неравенству $p < p_{\max}$, то размеры зоны интерференции меньше, чем следует из формулы (103).

Вследствие того, что отношение амплитуд отраженной и падающей волн уменьшается с удалением от границы раздела, даже при тех сравнительно небольших расстояниях p , где волна P_{hk} отделена некоторым интервалом времени от волны P_h , амплитуда ее может быть весьма малой по сравнению с амплитудой волны P_h . В то же время в непосредственной близости к границе раздела, где отраженная волна обладает большей амплитудой, она может вносить заметные искажения в форму и амплитуду падающей волны. Следовательно, в случае волн с изменяющимися амплитудами отраженную волну иногда нельзя выделить на записи в качестве самостоятельной волны, но вблизи границы раздела она может обусловить изменения динамических особенностей записи падающей волны. Это необходимо учитывать при корреляции сейсмограмм, получаемых в вертикально-слоистых средах.

2. Вертикальный слой

В случае вертикального слоя со скоростью v_2 и плотностью ρ_2 , заключенного между полупространствами, скорости и плотности в которых соответственно равны v_1, ρ_1, v_3 и ρ_3 , волновая картина

сложнее, чем в случае одной вертикальной границы раздела двух полупространств. При наличии двух границ раздела N_1 и N_2 возможно возникновение двух однократных отраженных волн и ряда многократных волн, связанных с отражениями от обеих границ слоя. Интерференция этих волн в каждой из сред может обусловить значительные изменения динамических особенностей сейсмических записей при изменении положения точки наблюдения.

В случае сравнительно тонких слоев интерференционные явления между волнами разных типов могут происходить во всех трех средах. Они могут обусловить значительные изменения динамических характеристик записей, особенно в случае резких различий в значениях акустических жесткостей в слое и окружающих его средах.

В первой среде интерференционные явления могут наблюдаться вблизи границы раздела на некотором участке, на котором разность времен прихода падающей и отраженных волн не превышает длительность колебаний a падающей волны. Во второй среде они могут быть отмечены на протяжении всего слоя, причем в связи с различными направлениями подхода интерферирующих волн возможны значительные изменения формы и амплитуды записи в пределах слоя. В третьей среде, где направления подхода всех волн одинаковы и годографы различных волн параллельны, интерференционное колебание должно характеризоваться устойчивой формой при любом удалении от границы раздела.

При условии, что мощность слоя

$$h > \frac{av_2}{2}, \quad (114)$$

характер интерференционных явлений во всех средах существенно изменяется. В первой среде возможна интерференция падающей волны только с волной, отраженной от границы N_1 . Во второй среде вблизи границы N_1 проходящая волна P_{12} и волна P_{122} , отраженная от границы N_2 , будут регистрироваться раздельно, и только при приближении к границе N_2 возможна их интерференция. Следовательно, в случае слоя, мощность которого удовлетворяет условию (114), задача сводится к отдельному рассмотрению двух вертикальных границ раздела, вблизи каждой из которых наблюдается интерференция падающей и отраженной волн.

На рис. 60 показаны изолинии предельной мощности слоя $h_{\text{пред}} = av_2/2$, вычисленные в функции величин a и v_2 . Видно, что при малой длительности a колебаний, которая наблюдается в случае регистрации более высокочастотных компонент волны, интерференционные явления между указанными ранее волнами в трех средах возможны только при малой мощности слоя и большой скорости v_2 распространения волн в нем. Рис. 60 позволяет также определить мощность слоев, при которых n -кратные отраженные волны могут интерферировать с основной волной; для этого нужно значения $h_{\text{пред}}$ на изолиниях уменьшить в n раз.

При заданных величинах коэффициентов отражения k_1 и k_2 на обеих границах раздела и неизменной мощности слоя особенности записи при пересечении профилем плоскопараллельного вертикального слоя могут значительно изменяться в зависимости от частоты и длительности колебаний волны. В случае длительных колебаний ($T=0,02$ с, $h/\lambda_2=0,5$) имеется протяженная зона интерференции, захватывающая три среды, причем из-за значительных изменений формы и амплитуды записи не удается выявить зону с устойчивыми повышенными значениями амплитуд, присущими слою с пониженной скоростью. При уменьшении длительности колебаний волны ($T=0,01$ с, $h/\lambda_2=1$) внутри слоя можно выделить зону со стабильными повышенными значениями амплитуд. Размеры ее меньше, чем действительная мощность слоя. Границы слоя и в этом случае трудно определить из-за большой протяженности зоны интерференции волн во всех средах. При наиболее высокочастотных волнах ($T=0,005$ с, $h/\lambda_2=2$) наблюдаются две разобщенные зоны интерференции вблизи каждой из границ раздела, причем обе зоны характеризуются малой протяженностью. В этом случае можно уверенно выделить слой с пониженной скоростью по амплитудным признакам и определить его границы.

Отмеченные особенности записей при использовании колебаний различной частоты и длительности имеют большое значение в случае исследования многослойных сред, состоящих из ряда сравнительно тонких слоев с различными акустическими жесткостями. Когда применяют низкочастотные волны, может быть выделена только зона, характеризующаяся значительными изменениями динамических характеристик волн, которая соответствует участку скоростной неоднородности. Выделять же и проследить каждый из слоев внутри этой зоны практически невозможно из-за интерференционных явлений. Поэтому при исследовании многослойных сред для выявления и трассирования тонких слоев необходимо использовать более высокочастотные волны. Основные преимущества применения высокочастотных волн следующие.

1. Зоны интерференции локализуются вблизи линий контактов различных слоев. Изменения динамических особенностей волн в этих зонах выражены четче, чем в случае низкочастотных волн, что позволяет увереннее выделять и проследить границы различных слоев.

2. Вследствие уменьшения размеров зон интерференции можно выявить динамические особенности простых волн, соответствующих более тонким слоям. Это имеет особенно большое значение в тех

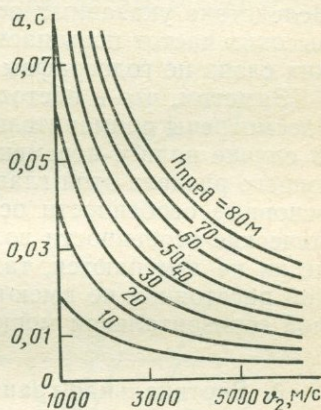


Рис. 60. Изолинии предельной мощности слоя, построенные в зависимости от длительности колебаний a и скорости v_2

случаях, когда из-за малой мощности слоя скорость в нем не может быть определена достаточно уверенно по годографам [24], и выявление слоя должно базироваться главным образом на рассмотрении амплитудных характеристик различных волн.

3. Годографы фаз высокочастотных волн в меньшей мере искажены интерференционными явлениями. Это связано с тем, что при понижении частоты размеры зоны интерференции падающей и отраженной волн и максимальные отклонения годографа интерференционной волны от годографа фаз доминирующей волны возрастают. Вследствие указанных особенностей при переходе на регистрацию высоких частот повышается точность определения скоростей в тонких слоях по годографам фаз.

Заметим, что в настоящем разделе интерференционные явления рассмотрены применительно к волнам с постоянными амплитудами. В случае волн с переменными амплитудами, как видно из предыдущего раздела этой главы, возможны некоторые различия, однако основные особенности остаются неизменными. В частности, динамические особенности волн внутри тонких слоев при этом практически не изменяются, так как эффекты затухания волн с переменной расстояния не имеют существенного значения для слоев с малой горизонтальной мощностью.

3. Вертикальная граница раздела при наличии покрывающей среды

Если имеется покрывающая среда, представляющая собой плоскопараллельный горизонтальный слой, который характеризуется скоростью $v_0 < v_1 < v_2$, то возможно образование различных преломленных волн P_{0k0} , P_{0kl} , P_{0kh} и т. п. ($k=1; 2$; $l=2; 1$). Экспериментальные данные, описанные в разделе 5 главы XI, получены в условиях, когда вертикально-слоистая среда залегает на некоторой глубине под покрывающей горизонтально-слоистой средой и регистрируемые волны являются головными волнами различных типов.

При наличии покрывающей среды должны наблюдаться следующие особенности интерференции волн, отличающиеся от особенностей в случае вертикальной границы раздела двух полупространств. Помимо интерференции волн P_{0k0} и P_{0kh} ($k=1; 2$), являющихся аналогами волн P_k и P_{hh} , которые возникают при отсутствии покрывающего слоя, возможна также интерференция преломленных волн P_{010} и P_{0120} (см. раздел 5 главы IX) — аналоги волн P_1 и P_{12} . Преломленные волны P_{020} и P_{0210} , как показано ранее, не могут интерферировать друг с другом и разделены на поверхности наблюдений зоной, в которой кинематически возможна только преломленно-дифрагированная волна P'_{020} . Кроме того, расположения зон интерференций волн P_{0k0} , P_{0kh} и P_k , P_{hh} на линии наблюдения в этом случае различаются.

Рассмотрим особенности зон интерференции различных волн.

Зона интерференции волн P_{0k0} и P_{0kh} . При наличии покрывающей среды луч BD (рис. 61) волны P_{0kh} , вышедший со

скоростью v_k из точки B среды, расположенной на границе раздела, выйдет на поверхность наблюдений на расстоянии от границы раздела

$$g = H \operatorname{tg} i_{0k},$$

где $i_{0k} = \operatorname{arcsin} (v_0/v_k)$.

Следовательно, начало зоны интерференции волн P_{0k0} и P_{0kh0} (см. рис. 61) должно находиться на расстоянии $g_{\min} = H \operatorname{tg} i_{0k}$ от границы раздела сред со скоростями v_k и v_l . Максимальное расстояние g_{\max} от линии контакта, при котором волны P_{0k0} и P_{0kh0}

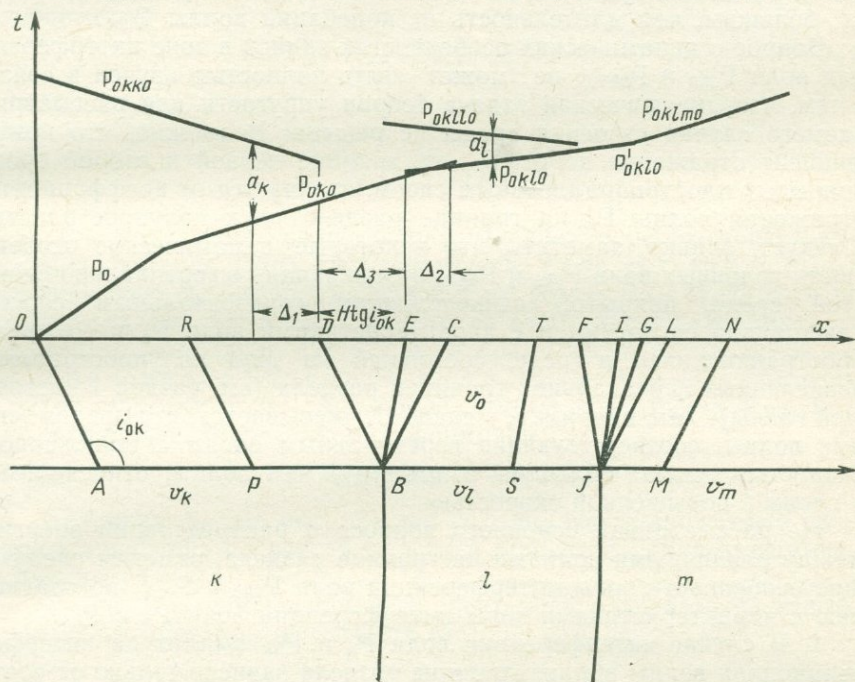


Рис. 61. Траектории сейсмических лучей и годографы волн в случае вертикально-слоистой среды, залегающей под покрывающим горизонтальным слоем.

Траектории волн: $OABD$, $OABPR$ — P_{0k0} ; $OABE$, $OABST$ — P_{0klo} ; $OAJF$ — P_{0kll0} , $OAJG$ — P_{0klo} ; $OAIL$, $OAMN$ — P_{0klm0}

могут интерферировать друг с другом, определяется так же, как и в случае отсутствия покрывающей среды, по формуле

$$g_{\max} = \frac{av_k}{2}. \quad (115)$$

Таким образом, протяженность Δ_1 зоны интерференции волн P_{0k0} и P_{0kh0} выражается формулой

$$\Delta_1 = \frac{av_k}{2} - H \operatorname{tg} i_{0k}. \quad (116)$$

Из формулы (116) следует, что при неизменных длительности колебаний a и скоростях v_0 и v_h , чем больше глубина H залегания преломляющей границы, тем меньше размеры зоны интерференции волн P_{0k0} и P_{0kh0} . Когда

$$H \geq \frac{av_k}{21g i_{0k}}, \quad (117)$$

зона интерференции волн P_{0k0} и P_{0kh0} должна отсутствовать. В той части линии наблюдений, где кинематически возможна волна P_{0kh0} , она будет отделена от волны P_{0k0} интервалом времени Δt , бóльшим, чем длительность a_k колебаний волны P_{0k0} .

Вопрос о динамических особенностях записи в зоне интерференции волн P_{0k0} и P_{0kh0} не может быть полностью изучен в связи с тем, что динамическая задача теории упругости для рассматриваемого случая строения среды не решена. Возможно, что коэффициент отражения волны P_{0k} на границе первой и второй сред, покрытых плоскопараллельным слоем, отличается от коэффициента отражения волны P_k на границе раздела двух полупространств. Следует, однако, заметить, что некоторые динамические особенности головных волн P_{0k0} и P_{0kh0} , возникающих в вертикально-слоистой среде, покрытой вышележащим горизонтальным слоем, качественно согласуются с характеристиками волн P_k и P_{kl} , распространяющихся в среде, состоящей из двух полупространств, разделенных вертикальной границей раздела (см. раздел 1 настоящей главы). Так, например, в главе IX указывается, что преломленные волны, соответствующие вертикальным слоям с пониженной скоростью, имеют бóльшую амплитуду, чем волны, относящиеся к слоям с повышенной скоростью.

Не рассматривая основного вопроса о распределении энергии между различными волнами на границе раздела, отметим следующие особенности зоны интерференции волн P_{0k0} и P_{0kh0} по сравнению с характеристиками зоны интерференции волн P_k и P_{kl} .

1. В случае интерференции волн P_k и P_{kl} амплитуда интерференционной волны вблизи границы раздела зависит только от соотношения скоростей v_1 , v_2 и плотностей ρ_1 , ρ_2 в обоих полупространствах. При интерференции волн P_{0k0} и P_{0kh0} амплитуда интерференционной волны зависит также и от величины разности Δt времен прихода обеих волн, т. е. от глубины залегания H и отношения v_0/v_h скоростей в покрывающей среде и преломляющем слое. Поэтому при неизменных величинах скоростей в зависимости от глубины залегания в одних случаях волны P_{0k0} и P_{0kh0} суммируются в фазе, что должно обусловить возрастание амплитуды интерференционной волны по сравнению с амплитудой волны P_{0k0} . В других же случаях сложение волн происходит в противофазе, что должно привести к уменьшению амплитуды интерференционной волны относительно амплитуды волны P_{0k0} . Следовательно, при наличии покрывающей среды по изменению амплитуды волны с приближением к линии контакта не всегда можно сделать качественные выводы о соотношении скоростей в первой и во второй

средах, как это возможно, если покрывающая среда отсутствует.

2. В случае отсутствия покрывающей среды на границе раздела происходит изменение первой фазы колебаний волны P_k . Когда эта среда имеется, изменения в первой фазе происходят только при малых глубинах и достаточно низких преобладающих частотах регистрируемых волн. Как указывалось в разделе 1 рассматриваемой главы, для того чтобы изменялись форма и амплитуда первой фазы колебаний, необходимо следующее условие: разность Δt времен прихода волн P_{0k0} и P_{0kk0} должна быть меньше $3/4$ периода квазисинусоидальной волны. Следовательно, должно выполняться неравенство

$$\frac{2H \operatorname{tg} i_{0k}}{v_k} < \frac{3T}{4} \quad (118)$$

или

$$\frac{\lambda_k}{H} > \frac{8}{3} \operatorname{tg} i_{0k},$$

где $\lambda_k = v_k T$ — длина волны в преломленном слое со скоростью v_k .

Если условие (118) не выполняется, то за счет волны P_{0kk0} не должно быть искажений в первой фазе волны P_{0k0} . В области последующих фаз могут быть изменения амплитуд и кажущихся скоростей, но начальная часть записи практически не меняется.

Зона интерференции волн P_{010} и P_{0120} . Область совместного существования двух преломленных волн P_{010} и P_{0120} имеет протяженность, определяемую формулой

$$\Delta_2 = H(\operatorname{tg} i_{01} - \operatorname{tg} i_{02}). \quad (119)$$

Величина Δ_2 (см. рис. 61) тем больше, чем значительнее различие в значениях скоростей v_1 и v_2 и больше глубина залегания H границы раздела.

Разность Δt времен прихода обеих волн в области их совместного существования изменяется от

$$\Delta t_1 = \frac{H}{v_0 \cos i_{02}} [1 - \cos(i_{01} - i_{02})] \quad (120)$$

до

$$\Delta t_2 = \frac{H}{v_0 \cos i_{01}} [\cos(i_{01} - i_{02}) - 1]. \quad (121)$$

При сравнительно небольших глубинах H волны P_{0120} и P_{010} во всей области их совместного существования прослеживаются в условиях интерференционных явлений. Отсюда следует, что в случае вертикально-слоистых сред в отличие от случая горизонтально-слоистых зона интерференции имеет протяженность тем большую, чем значительнее различия в величинах скоростей v_1 и v_2 .

Область, расположенная между зонами интерференции волн P_{010} и $P_{0110}(\Delta_1)$ и P_{010} и $P_{0120}(\Delta_2)$. Протяжен-

ность области, расположенной между указанными зонами интерференции, выражается формулой

$$\Delta_3 = H(\operatorname{tg} i_{01} + \operatorname{tg} i_{02}). \quad (122)$$

В пределах этой зоны (см. рис. 61) преломленные волны P_{010} могут интерферировать только с преломленно-дифрагированными P'_{010} , образующимися в результате дифракции скользящей волны P_{01} на вертикальной границе раздела. Однако амплитуды преломленно-дифрагированных волн или, по крайней мере, их вертикальные составляющие, как показали полевые экспериментальные данные [20, 23, 77], малы и поэтому не могут существенно исказить форму и амплитуду записи преломленной волны при регистрации колебаний вертикальными сейсмографами. В рассматриваемой области эти волны могут наблюдаться только в качестве последующих.

Таким образом, в случае вертикальной границы раздела двух сред, покрытых горизонтальным слоем, на линии наблюдений, расположенной перпендикулярно к границе раздела, между областями, в которых регистрируется волна P_{010} либо волна P_{0120} , возможны следующие зоны интерференции с различными динамическими особенностями записи:

- 1) волн P_{010} и P_{0110} , протяженность Δ_1 которой тем больше, чем меньше глубина залегания H и больше длительность колебаний a ;
- 2) волн P_{010} и P_{0120} , протяженность которой равна Δ_2 .

Между обеими указанными зонами расположена область Δ_3 , в которой может быть выделена либо одна волна P_{010} , либо сложная волна, образовавшаяся в результате интерференции преломленной волны P_{010} и дифрагированной волны P'_{010} .

На основании данных, приведенных в настоящей главе, можно сделать следующие выводы о возможности использования динамических особенностей волн при изучении вертикально-слоистых сред.

1. В случае наличия вертикальных границ раздела на профиле, пересекающем границы раздела, должны наблюдаться значительные изменения динамических характеристик волн — формы записи и амплитуд. Это связано со следующими основными причинами: а) волны, соответствующие слоям с различными упругими свойствами, характеризуются разными амплитудами; б) отмечается интерференция падающей или проходящей преломленной волны с различными отраженными волнами, причем форма записи и амплитуда интерференционной волны могут резко изменяться с изменением расстояния.

2. Наличие вертикальных границ раздела скоростей может быть выявлено по изменениям динамических характеристик волн (форма записи и амплитуда) значительно отчетливее и увереннее, чем по особенностям годографов фаз.

3. Изучение динамических особенностей волн позволяет выявлять тонкие слои, присутствие которых практически не может быть обнаружено по годографам фаз.

4. При повышении частоты используемых волн и, следовательно, при уменьшении длительности колебаний каждой отдельной волны можно выделять более тонкие слои, т. е. проводить детальное расчленение вертикально-слоистой среды, чем в случае регистрации низкочастотных волн. Это связано с тем, что при повышении частоты уменьшаются размеры зон интерференции различных волн, и поэтому волны, соответствующие тонким слоям, можно выделять и прослеживать отдельно на записи. Следовательно, с увеличением частоты возрастает разрешающая способность сейсмического метода.

5. В случае вертикально-слоистой среды, залегающей под покрывающей ее средой, разрешающая способность сейсморазведки зависит не только от частоты используемых волн, но и от соотношения скоростей в контактирующих слоях и покрывающей среде. При небольшой глубине залегания вертикально-слоистой среды изменение частоты и, следовательно, длительности колебаний каждой волны на записи существенно влияет на разрешающую способность сейсмического метода. На сравнительно большой глубине изменение частоты и длительности колебаний волны практически не влияет на разрешающую способность сейсморазведки, и она целиком зависит от соотношения скоростей в вертикальных слоях и покрывающей среде.

Глава XI

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ КАРТИРОВАНИИ ПОВЕРХНОСТИ ВЕРТИКАЛЬНО-СЛОИСТЫХ СРЕД

Работы по методу высокочастотной сеймики в условиях залегания вертикально-слоистых сред были поставлены с целью разработки методики поисков, оконтуривания и расчленения полос крутонаклонных слоев метаморфических пород, состоящих из различных сланцев и железистых роговиков, которые залегают среди вмещающих пород — гранитов и гнейсов. Полосы метаморфических пород перекрыты четвертичными и третичными песчано-глинистыми отложениями мощностью от долей метров до 100—150 м. При проведении работ наряду с высокочастотной аппаратурой применяли также среднечастотную, что позволило сопоставить динамические особенности волн в случае регистрации различных частот и выяснить преимущества метода высокочастотной сеймики при исследовании вертикально-слоистых сред сравнительно с методом среднечастотной сеймики.

1. Сейсмогеологические условия района исследований

Метаморфическая толща сланцев и железистых пород в районе Криворожского железорудного бассейна, Курской магнитной аномалии (КМА) и других залегают в виде полос, прослеживаю-

щихся по простиранию на большом протяжении — часто до нескольких десятков и сотен километров. Полосы состоят из крутонаклоненных, почти вертикальных слоев. Столь большие углы падения связаны с тектоническими процессами — метаморфические породы собраны в складки с крутопадающими крыльями, на размытой поверхности которых залегают третичные и четвертичные лёссовидные суглинки, пески и глины.

Сланцево-железородная толща неоднородна в литологическом отношении. Она состоит из пластов различных пород, имеющих сравнительно небольшую горизонтальную мощность, часто не превышающую 20—30 м. Полосы сланцево-железородных пород залегают среди гнейсов и гранитов, характеризующихся большим постоянством граничных скоростей [24, 80], чем породы сланцево-железородной формации. Участки залегания гранитов и гнейсов в дальнейшем будем называть внеполосными, а сланцево-железородных пород — полосными.

Основная преломляющая граница, подлежащая исследованию, — размытая поверхность метаморфических и кристаллических пород — залегает на сравнительно небольших глубинах — от долей метра до 150 м. На внеполосных участках при резких различиях в физических свойствах метаморфических пород преломляющая граница криволинейна, причем иногда наблюдаются выступы и впадины, а в отдельных местах ступени. В случае небольшой разницы в физических свойствах сланцево-железородных пород преломляющая граница на полосных участках так же, как и на внеполосных, часто близка к горизонтальной плоскости.

Определения граничных скоростей в метаморфических и кристаллических породах, залегающих на глубинах $H = 10 \div 150$ м, а также параметрические измерения скоростей, проведенные в различных породах в шахтах на глубинах 155—270 м (см. главу III), показали, что указанные породы характеризуются сравнительно большими величинами скоростей — 3000—6000 м/с. Более подробно вопрос о величинах граничных скоростей в метаморфических и кристаллических породах рассмотрен в разделе 5 главы III и в работе [24].

Осадочные породы, покрывающие поверхность кристаллических пород, представляют собой среду, близкую к горизонтально-слоистой. Средняя скорость в этих породах от поверхности земли до поверхности кристаллических пород изменяется в пределах 400—1300 м/с, причем с увеличением мощности она возрастает [132]. При глубине залегания кристаллических пород $H > 30$ м в осадочных породах имеются преломляющие слои, характеризующиеся граничными скоростями $v_{гр} = 1400 \div 2200$ м/с. С ними связано возникновение преломленных волн, прослеживающихся часто на больших удалениях от пункта взрыва. Граничные скорости в этих слоях значительно меньше, чем $v_{гр}$ в различных кристаллических породах. Поэтому волны, соответствующие границам раздела в осадочной толще, даже при сравнительно больших глубинах ($H = 100 \div 150$ м) прослеживаются в области первых вступлений только при

небольших расстояниях от пункта взрыва — $x < 350$ м. Когда $x > 350$ м, волна, отвечающая поверхности кристаллических пород, прослеживается в качестве первой.

2. Обоснование выбора метода высокочастотной сейсмоики

Для поисков, оконтуривания и расчленения неоднородных вертикально-слоистых сред, сложенных различными сланцами и железистыми породами, залегающими среди значительно более однородных пород, представленных гранитами и гнейсами, следовало провести выбор из следующих модификаций сейсмических методов разведки:

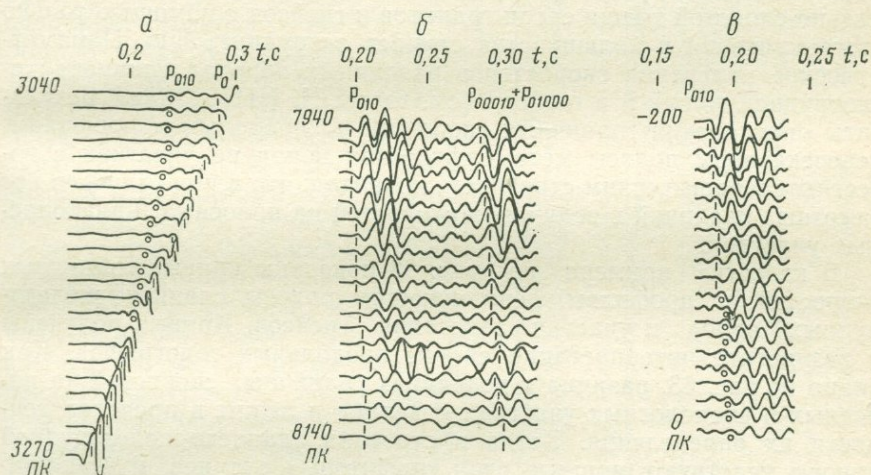


Рис. 62. Сейсмограммы, полученные при малых (а) и сравнительно больших (б, в) расстояниях от пункта взрыва.

P_0 — волна, соответствующая границе в осадочных породах; P_{010} — волна, преломленная на поверхности метаморфических пород; $P_{00010} + P_{01000}$ — многократная волна

- 1) среднечастотной корреляционного метода преломленных волн (частоты 25—70 Гц);
- 2) высокочастотной корреляционного метода преломленных волн (частоты 70—500 Гц).

Поскольку задача заключалась в определении и трассировании границ раздела вертикальных слоев, характеризующихся различными физическими свойствами, то решение ее в первую очередь должно основываться на различиях в величинах граничных скоростей. Поэтому еще до проведения экспериментальных исследований было очевидно, что основным сейсмическим методом должен быть корреляционный метод преломленных волн, позволяющий найти граничную скорость, а метод отраженных волн в обоих его модификациях (среднечастотной и высокочастотной) может иметь только второстепенное значение. Действительно, как видно из рис. 62, при всех значениях x регистрируются интенсивные

преломленные волны. В опытах с высокочастотной и среднечастотной аппаратурой отраженные волны не прослеживаются. Вопросы регистрации отраженных волн от фундамента рассматриваются в пятой части книги.

Применение среднечастотной модификации КМПВ. Ранее при картировании неоднородной вертикально-слоистой толщи, залегающей под покрывающими породами, использовали КМПВ в его среднечастотной модификации. В качестве основного критерия для разграничения областей распространения разных пород применялось различие в величинах граничных скоростей. Эти скорости определяли по системам продольных годографов. Выделение неоднородностей сланцево-железородной вертикально-слоистой толщи среди гранитов и гнейсов с помощью только этого критерия в большинстве случаев затруднительно. Параметрические измерения скоростей в различных породах сланцево-железородной толщи и в гнейсах (см. главы II, III), а также результаты определения граничных скоростей по продольным профилям, пересекающим полосы метаморфических пород на участках с известным геологическим строением, показали, что в ряде случаев нет заметных различий в величинах скоростей на полосных и внеполосных участках.

В качестве примера на рис. 63 показаны кривые граничных скоростей по профилям, пересекающим полосы сланцево-железородных пород и участки залегания гнейсов. Кривые получены в результате интерпретации систем продольных годографов. Как видно из рис. 63, разница в величинах граничных скоростей на полосных и внеполосных участках невелика и лежит в пределах точности их определения. Когда в строении сланцево-железородной полосы участвуют мощные слои графитовых сланцев, к ним приурочены резко пониженные значения граничной скорости — $v_{гр} = 3000 \div 3500$ м/с. Однако мощные слои с пониженными скоростями наблюдаются сравнительно редко. В большинстве случаев слои как с пониженными, так и с повышенными скоростями имеют малую горизонтальную мощность, в связи с чем определения граничных скоростей в таких слоях весьма неустойчивы [29]. Наличие этих сравнительно тонких слоев обуславливает несколько большую скоростную дифференциацию метаморфических пород на полосных участках по сравнению с внеполосными.

Значительные различия в величинах скоростей на полосных и внеполосных участках особенно при осреднении на достаточном интервале Δx ($\Delta x \geq 300$ м) на большей части участков, где проводились исследования, не наблюдались. Поэтому по одним только данным о граничных скоростях в большинстве случаев нельзя решить вопрос о том, является ли исследуемый участок полосным или внеполосным. Следовательно, применение среднечастотной модификации КМПВ с использованием только данных о граничных скоростях не позволяет решить поставленные разведочные задачи.

Использование динамических характеристик волн при работах КМПВ. В связи с тем, что данные о гра-

нических скоростях недостаточны для картирования сланцево-железородной формации, состоящей из сравнительно тонких слоев и залегающей среди гнейсов и гранитов, возникла необходимость использовать новые физические параметры для поисков оконтуривания и расчленения полос сланцево-железородных пород. В главе X и работе [67] на основании теории плоских волн приведены динамические особенности падающей, отраженной и проходящей преломленной волн в случаях двух полупространств, разделенных вертикальной границей раздела, и вертикального слоя, заключенного между двумя полупространствами. Показано, что при распространении волн в вертикально-слоистой среде явления преломления, отражения и интерференции на границах раздела различных вертикальных слоев обуславливают значительные изменения динамических характеристик волн — формы записи и амплитуды. Динамические особенности преломленных волн представляют собой дополнительные данные, которые могут быть получены и использованы при применении корреляционного метода преломленных волн наряду со сведениями о граничных скоростях.

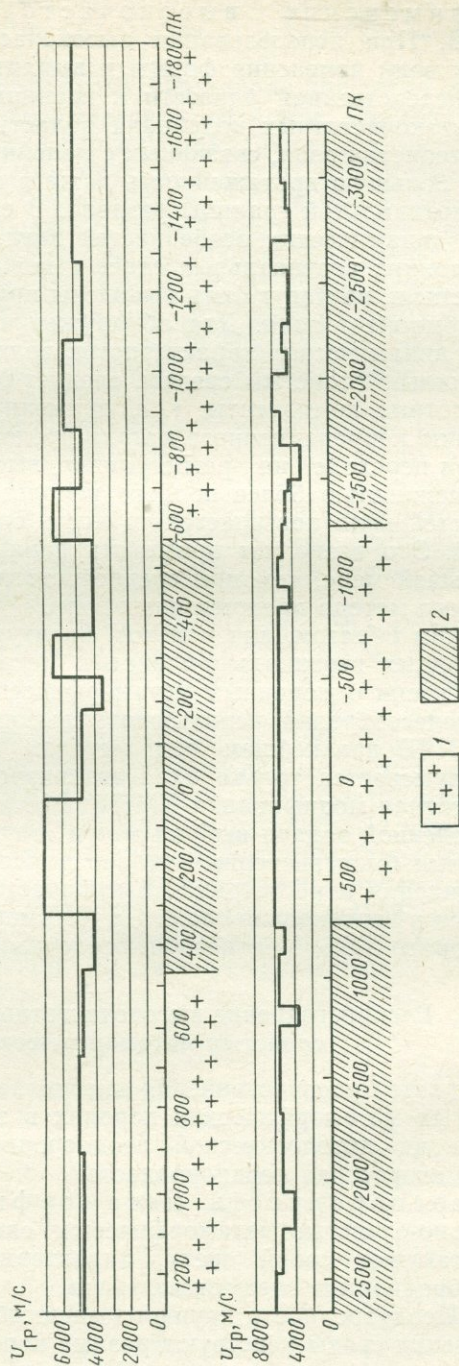


Рис. 63. Кривые граничных скоростей по различным профилям, пересекающим полосу метаморфических пород. Участки: 1 — внеполосные, 2 — полосные

Применение высокочастотной модификации КМПВ. При использовании высокочастотных компонент сейсмических волн изменения формы и амплитуды записи локализуются в непосредственной близости к границам раздела разных слоев. Для низкочастотных колебаний область изменений динамических характеристик волн, связанных с явлениями интерференции, может иметь большую протяженность даже в случае наличия только одной вертикальной границы раздела. В связи с этим частные изменения динамических особенностей волн, обусловленные чередованием тонких вертикальных слоев с повышенными и пониженными скоростями, не могут быть выявлены при регистрации низкочастотных компонент волн. Для обнаружения и дальнейшего использования динамических характеристик волн, присущих многослойным вертикально-слоистым средам, следует регистрировать более высокочастотные компоненты, т. е. применять высокочастотную модификацию корреляционного метода преломленных волн.

При переходе на регистрацию высоких частот одновременно с возможностью более полного использования динамических особенностей волн повышается точность определения граничных скоростей. Это позволяет применять данные о граничных скоростях в большей мере, чем при среднечастотной модификации корреляционного метода преломленных волн.

Таким образом, для поисков, оконтуривания и расчленения неоднородных вертикально-слоистых метаморфических пород среди практически однородных метаморфических и кристаллических пород целесообразно использовать высокочастотную модификацию КМПВ. В дальнейшем под методом высокочастотной сейсмике подразумевается только одна его разновидность, а именно высокочастотная модификация КМПВ. В связи с тем, что для решения поставленной задачи выбран метод высокочастотной сейсмике, необходимо было экспериментально выяснить вопрос о возможности возбуждения и регистрации высокочастотных волн, распространяющихся в вертикально-слоистых метаморфических породах, покрытых горизонтально-слоистыми осадочными.

3. Распространение высокочастотных волн в вертикально-слоистых метаморфических породах

Характер распространения высокочастотных волн в вертикально-слоистых метаморфических породах в значительной мере определяется их литологической неоднородностью, с которой связана также скоростная неоднородность.

Неоднородность метаморфических пород. Вертикально-слоистые метаморфические сланцево-железистые породы представляют собой среду, характеризующуюся литологической неоднородностью следующих типов.

1. Неоднородности крупного масштаба, обусловленные тем, что в строении среды участвуют разные породы с различными физическими свойствами — сланцы (филлитовидные, слюдяные, талько-

вые и т. п.) и железистые породы (роговики, джеспилиты). Горизонтальная мощность пластов колеблется от нескольких метров до нескольких сотен метров.

2. Неоднородности структурного характера, присущие каждой метаморфической породе, которые связаны с тем, что порода состоит из тонких периодически чередующихся разнородных пропластков мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Различные пропластки также обладают разными физическими свойствами. Примером породы со сменой весьма тонких прослоев (мощность от долей миллиметра до нескольких миллиметров) может служить джеспилит, в строении которого участвуют силикатные и железистые прослойки. Породой, состоящей из таких же компонент, как и джеспилит, но с большей мощностью силикатных прослоев (до нескольких сантиметров), является железистый роговик.

Неоднородности крупного масштаба обуславливают возникновение отраженных и преломленных волн, соответствующих различным вертикальным границам раздела. Структурные же неоднородности определяют специфические особенности распространения сейсмических волн, прежде всего высокочастотных, с которыми не приходилось встречаться при изучении осадочных пород, не обладающих этими неоднородностями.

Экспериментальные данные о распространении высокочастотных волн в средах со структурными неоднородностями. Параметрические измерения скоростей на малых базах, описанные в главе III, а также опыты, проведенные на сравнительно больших базах (100—150 м), показали, что в метаморфических породах даже при отсутствии покрывающей среды высокочастотные компоненты волн быстро затухают с изменением расстояния. В качестве примера в табл. 11 приведены величины преобладающих частот волн, зарегистрированных с помощью высокочастотной аппаратуры (максимум частотной характеристики находится на преобладающей частоте $f_{\max} = 415$ Гц) на профиле, расположенном вкост простирания монолитных вертикальных слоев гнейсов, выходящих на дневную поверхность. Гнейсы имеют постоянную граничную скорость, равную 4200 м/с.

Таблица 11

Расстояние от пункта взрыва x , м	Частота f , Гц	
	более интенсивная компонента	менее интенсивная компонента
0—15	400	200
15—70	200	400
70—130	200	—
130—150	200	100
150—200	100	200
200—400	100	—

При изменении расстояния от ПВ наблюдали ступенчатое изменение преобладающих частот, аналогичное наблюдаемому в случае следования горизонтально-слоистых сред. Как видно из табл. 11, только при малых расстояниях ($x < 150 \div 200$ м) преобладающие частоты волн достигают сравнительно больших величин — $f = 200$ Гц; для $x > 200$ м они равны 100 Гц. Полученные данные показывают, что в таких монолитных породах, как гнейсы, характеризующихся большой граничной скоростью ($v_{гр} = 4000 \div 4200$ м/с), высокочастотные колебания проходят только на небольшие расстояния от источника. Установлено, что преобладающие частоты волн, распространяющихся в вертикально-слоистых метаморфических породах, которые характеризуются большими скоростями, ниже, чем частоты волн в горизонтально-слоистых осадочных толщах, имеющих меньшие скорости.

Таблица 12

Порода	T , с	v , м/с	λ , м	$\alpha_{эф}$, м ⁻¹
Гнейс	0,010	4000	40,0	0,009
"	0,020	4000	80,0	0,002
Известняк	0,003	3200	9,6	0,037
"	0,013	3200	41,6	0,019
Песчано-глинистая порода	0,012	2000	24,0	0,010

В табл. 12 приведены значения эффективных коэффициентов поглощения, вычисленных для гнейсов. С целью сопоставления даны также величины $\alpha_{эф}$ для осадочных пород (из работы [29]).

Данные табл. 12, а также другие результаты определения коэффициентов поглощения в различных осадочных и метаморфических породах позволяют считать, что затухание высокочастотных волн, связанное с неидеальной упругостью среды, имеет большее значение в осадочных породах, чем в монолитных гнейсах. Наблюденные же более низкие значения преобладающих частот в гнейсах по сравнению с горизонтально-слоистыми осадочными породами обусловлены избирательным затуханием высокочастотных компонент в этих породах за счет их структурной неоднородности.

На участках залегания сланцево-железородной метаморфической толщи, где горизонтальная мощность отдельных слоев составляла 20—50 м, отмечено более резкое затухание высокочастотных волн с расстоянием, чем в гнейсах. Это связано с тем, что на полосных участках, помимо неоднородностей структурного характера, присущих метаморфической породе, имели существенное значение неоднородности крупного масштаба, т. е. присутствие тонких пластов с разными скоростями и коэффициентами поглощения (джеспилиты, роговики, сланцы), на границах которых волны претерпевали отражение.

Кроме того, значительную роль в затухании высокочастотных компонент колебаний почвы играют эффекты рассеивания, связан-

ные с присутствием большого числа неровностей, уступов и гребней на эродированной поверхности метаморфических пород. Размеры этих неоднородностей на участках, где породы обнажены, составляют от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Сопоставим их размеры с преобладающей длиной волны. При $v_{гр} = 4000$ м/с, характерной для обнаженных метаморфических пород, и превалирующих частотах $f = 200 \div 500$ Гц, на регистрацию которых рассчитана высокочастотная аппаратура, преобладающая длина волны равна 8—20 м. Таким образом, величина h/λ изменяется в пределах от нескольких сотых до нескольких десятых. При таких отношениях h/λ интенсивность рассеянного излучения пропорциональна h^2/λ^2 . Поэтому наличие указанных особенностей рельефа метаморфических пород также способствует значительному ослаблению высокочастотных компонент с удалением от источника. Преобладающие частоты волн на участках, где залегают обнаженные сланцы и железистые породы, изменяются в диапазоне 150—70 Гц при возрастании расстояния x в пределах 20—150 м.

Исследования по профилям, расположенным на одних и тех же участках вдоль и вкрест направления слоистости метаморфических пород, показали, что затухание высокочастотных компонент с увеличением расстояния x значительно больше при наблюдениях перпендикулярно направлению простирания. Это согласуется с отмеченными выше представлениями о распространении волн в средах со структурными неоднородностями.

Таким образом, согласно экспериментальным данным высокочастотные колебания быстро затухают с изменением расстояния x при распространении в толще крутонаклонных слоев метаморфических пород. В связи с этим даже на относительно небольших расстояниях от источника преобладающие частоты преломленных волн сравнительно низки и в основном не превышают 100 Гц.

4. Влияние среды, покрывающей метаморфические породы, на регистрацию высокочастотных колебаний

Породы, покрывающие сланцево-железородную вертикально-слоистую среду и контактирующие с ней границы и гнейсы, представлены, как указано выше, четвертичными и третичными лёссовидными суглинками, песками и глинами. Мощность этих пород изменяется от долей метров на одних участках до 100—150 м на других. Наличие указанных пород существенно влияет на условия возбуждения и регистрации высокочастотных колебаний вследствие следующих причин:

1) спектр колебаний, возбуждаемых при взрывах в рыхлых отложениях, обогащен преимущественно низкочастотными компонентами;

2) при распространении волн в лёссовидных суглинках и четвертичных глинах на путях от ПВ к преломляющей поверхности метаморфических пород и от этой поверхности к линии наблюдений

высокочастотные компоненты сильно затухают с увеличением расстояния;

3) в случае установки сейсмографов в лёссовидных суглинках характеристика колебательной системы сейсмограф—почва имеет резко выраженный максимум на частоте $f=70$ Гц [135].

Все эти факторы действуют в одном направлении, а именно в сторону понижения преобладающей частоты волны на сейсмических записях. Влияние первого и третьего из них можно частично уменьшить с помощью соответствующего выбора условий взрыва и установки сейсмографов. Вторая причина — поглощающие свойства покрывающей среды — не может быть устранена или уменьшена. Она существенно ограничивает возможности метода высокочастотной сейсмоки при исследовании вертикально-слоистых сред, покрытых сильнопоглощающими породами.

Возбуждение колебаний при взрывах в осадочных отложениях. Проведенные опыты показали, что в случае взрыва в мелких скважинах глубиной 5—10 м, пробуренных в лёссовидных суглинках, возбуждаются колебания преимущественно со сравнительно низкой преобладающей частотой $f=50\div 60$ гЦ. При регистрации этих волн высокочастотной аппаратурой, построенной на запись колебаний с частотами $f=200\div 250$ Гц, наблюдается наложение высокочастотных компонент с малой интенсивностью на более интенсивные низкочастотные компоненты. В итоге запись приобретает весьма нерегулярный характер и невозможно провести уверенную корреляцию волн. Кроме того, повторяемость формы записи при взрывах в рыхлых четвертичных породах в ряде случаев неудовлетворительна в связи с тем, что условия в зоне взрыва значительно изменяются даже при небольшом числе повторных взрывов.

В результате экспериментов было установлено, что способ возбуждения колебаний путем взрывов в мелких скважинах, пробуренных в четвертичных отложениях, непригоден для работы методом высокочастотной сейсмоки, и чтобы использовать этот метод, необходимо существенно улучшить условия взрыва. С этой целью были опробованы взрывы в скважинах глубиной $H=20\div 30$ м. На участках с небольшой мощностью осадочных пород скважины дошли до поверхности метаморфических пород, и взрывы производили вблизи нее. При большей мощности осадочных пород ($H=50\div 100$ м) скважины вошли в плотные глины.

При взрывах у поверхности метаморфических пород и в плотных глинах спектр возбуждаемых колебаний значительно больше обогащен высокочастотными компонентами, чем при взрывах в рыхлых лёссовидных суглинках. В этих случаях записи волн отличаются регулярной формой (см. рис. 62), хорошо повторяющейся при повторных взрывах, и частотами, равными 100 Гц, а иногда и более. Этот способ возбуждения колебаний главным образом и применяли в дальнейших исследованиях методом высокочастотной сейсмоки.

Кроме взрывов в сравнительно глубоких скважинах использовали способ возбуждения колебаний путем взрывов в водоемах,

также давший хорошие результаты. Однако его применение было ограничено небольшим числом водоемов в районе работ.

Условия установки сейсмографов. Для улучшения регистрации высокочастотных колебаний подбирали такие условия установки сейсмографов, при которых устранялись бы резонансные явления на частотах, равных 70 Гц, возникающие при размещении сейсмографов в лёссовидных суглинках. Способ подсыпки тонкого слоя песка не дал положительных результатов. Заметное улучшение было достигнуто при закапывании сейсмографов в ямки глубиной 0,3—0,4 м и плотной утрамбовке их тем же суглинком, в каком была выкопана ямка. В этом случае, как показано в работе

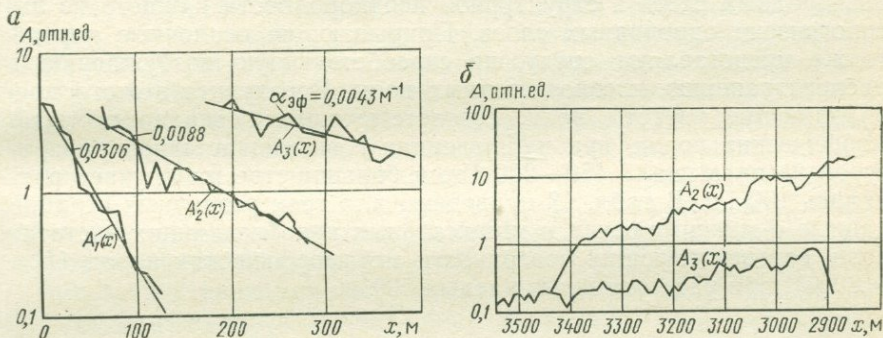


Рис. 64. Амплитудные кривые для преломленных волн, соответствующих различным границам раздела в осадочной толще (A_1), (A_2) и поверхности метаморфических пород (A_3) на разных профилях

[135], резонансные явления в колебательной системе сейсмограф—почва практически устранялись.

Поглощение высокочастотных колебаний в осадочных отложениях, покрывающих метаморфические породы. Для характеристики затухания с увеличением расстояния x сейсмических волн в осадочной толще, покрывающей метаморфические породы, на рис. 64, а приведены амплитудные кривые $A_1(x)$ и $A_2(x)$, которые построены по записям преломленных волн P_1 и P_2 , соответствующих двум границам, а из рис. 64, б — только для границы $A_2(x)$ (см. рис. 64, а). На амплитудных кривых даны значения $\alpha_{эф}$, определенные без учета расхождения. Преобладающие частоты волн $f=50$ Гц (среднечастотная запись). Из рис. 64 видно, что на кривых $A_1(x)$ и $A_2(x)$ амплитуды значительно сильнее уменьшаются с возрастанием расстояния x , чем на кривой $A_3(x)$ (см. рис. 64), отвечающей волне P_3 , преломленной на поверхности метаморфических пород. Особенно сильно затухает волна P_1 , соответствующая верхней границе раздела (см. рис. 64, а, кривая A_1). Даже среднечастотные компоненты этой волны быстро затухают с увеличением x . Более высокочастотные компоненты с преобладающей частотой, равной 100 Гц и более, практически не могут быть выделены на записях

при расстоянии $x > 20 \div 30$ м. Значительное поглощение высокочастотных компонент в толще осадочных пород особенно в верхних слоях является серьезным препятствием для регистрации этих компонент, соответствующих поверхности метаморфических пород.

5. Выбор диапазона частот

Преобладающие частоты на сейсмических записях. В предыдущих разделах указывалось, что метаморфические породы являются средой, неблагоприятной для распространения высокочастотных волн из-за наличия сравнительно тонких разнородных слоев и структурной неоднородности каждого из литологически однородных слоев. Покрывающие осадочные породы также представляют среду, не способствующую возбуждению и распространению высокочастотных волн. В результате этого преобладающие частоты волн, соответствующих поверхности метаморфических пород, при наблюдениях с высокочастотной аппаратурой не превышали 150—200 Гц, в большинстве же случаев равнялись 100 Гц. В табл. 13 приведены для трех различных станций данные о максимальных и минимальных преобладающих частотах волн, соответствующих поверхности метаморфических пород ($H = 80$ м), при расстояниях x , равных 500 м.

Таблица 13

Станция	f_{\max} , Гц	f_{\min} , Гц
Высокочастотная	200	70
Среднечастотная	100	40
„	100	50

Как видно из табл. 13, преобладающие частоты волн, зарегистрированных высокочастотной аппаратурой, только в 2 раза больше, чем частоты волн, записанные среднечастотной аппаратурой. Однако, как будет показано ниже, даже при таком сравнительно небольшом различии преобладающих частот разрешенность записей в первом случае значительно выше, чем во втором.

Сопоставление преобладающих частот волн на записях, полученных на участках, покрытых осадочными породами, и в случае их отсутствия. Сопоставление таких сейсмограмм показывает, что в ряде случаев преобладающие частоты волн, соответствующих поверхности метаморфических пород, близки, а иногда при наличии покрывающей среды даже выше, чем в ее отсутствие. Регулярность записей и связанная с этим коррелируемость волн всегда значительно лучше, когда покрывающая среда имеется. Эти явления связаны главным образом с большей выветрелостью верхней части метаморфических пород на участках, где отсутствуют покрывающие породы. В связи с тем, что различные компоненты, участвующие в строе-

нии метаморфических пород, в различной степени подвергаются процессам выветривания, структурная скоростная неоднородность при выветривании возрастает (см. главу III).

Как следует из работ [50, 51 и др.], в среде с более резкой структурной неоднородностью должна возрасти степень затухания с увеличением расстояния x высокочастотных компонент волны. Одновременно с затуханием за счет структурной скоростной дифференциации среды повышается и затухание, связанное с процессами неидеальной упругости, поскольку в результате выветривания увеличивается коэффициент поглощения в каждой из компонент, участвующих в структуре метаморфических пород. Кроме того, процессы рассеивания, обусловленные резкими формами рельефа обнаженной поверхности метаморфических пород, также влекут за собой понижение преобладающей частоты и являются одной из основных причин нерегулярного характера записи на участках, где отсутствуют покрывающие осадочные породы. Таким образом, изменения в обнаженных коренных породах, связанные с процессами выветривания, обуславливают эффект затухания высокочастотных компонент, эквивалентный тому, какой создают сравнительно рыхлые осадочные отложения мощностью несколько десятков метров.

При возрастании мощности покрывающей среды от 20—25 до 100—150 м и взрывах в скважинах на сравнительно небольших глубинах ($H=10\div 15$ м) преобладающая частота понижается и равна примерно 70—80 Гц. С увеличением мощности осадочных пород в разрезе появляются слои плотных глин. Углубляя скважины до глин ($H=20\div 30$ м) и производя взрывы в глинах, можно получить записи с более высокими преобладающими частотами, чем на участках с небольшой глубиной залегания метаморфических пород. Улучшение условий взрыва позволяет компенсировать понижение преобладающей частоты, обусловленное увеличением мощности покрывающей осадочной толщи.

Итак, на записях, полученных на высокочастотной аппаратуре, преломленные волны, соответствующие поверхности метаморфических пород при глубине залегания от долей метра до 100—150 м, характеризовались преобладающими частотами, равными примерно 100 Гц. Заметим, что такие сравнительно низкие преобладающие частоты, наблюдаемые при исследовании вертикально-слоистых метаморфических пород, залегающих под покрывающими их осадочными отложениями, не являются специфической особенностью района, в котором производили экспериментальные исследования. Подобные величины частот отмечаются и в других районах, где вертикально-слоистые породы залегают на глубинах $H=5\div 500$ м.

Микросейсмические помехи. Существенное значение при выборе рабочего диапазона частот имели помехи в виде микросейсм, вызванных ветром. В процессе исследований установлено, что в спектре этих микросейсм, преобладающими по интенсивности являются компоненты с частотами 100—200 Гц, близкими

к преобладающим частотам преломленных волн, соответствующих поверхности метаморфических пород. На сейсмограммах нерегулярные микросейсмические колебания накладываются на записи преломленных волн, нередко характеризующихся значительно меньшей интенсивностью. В результате этого запись в некоторых случаях искажается до такой степени, что на ней нельзя выделить и проследить регулярные преломленные волны. Если интенсивность преломленных волн больше, чем интенсивность микросейсм, выделить волны возможно, но форма их записи может быть значительно искажена из-за наложения помех, что препятствует использованию динамических особенностей волн.

Увеличение глубины ямок для сейсмографов не всегда приводило к существенному улучшению записей. Основной мерой борьбы с микросейсмками являлся выбор такого диапазона регистрируемых частот, в котором амплитуда микросейсмических колебаний была бы значительно меньше амплитуды преломленных волн. Для этого иногда приходилось смещать диапазон регистрируемых частот преломленных волн в область более низких частот, чем преобладающие частоты микросейсм, и настраивать сейсμοприемную аппаратуру на регистрацию частот, равных 80—100 Гц.

К указанным мерам борьбы с микросейсмками в некоторых случаях приходилось прибегать даже при условиях возбуждения колебаний и сейсмогеологическом строении среды, благоприятных для возбуждения и распространения волн с более высокими частотами.

6. Методика наблюдений

Выбор систем наблюдений. В разделе 2 настоящей главы указывалось, что для картирования неоднородной вертикально-слоистой среды, находящейся в более однородных вмещающих породах, следует использовать не только данные о граничных скоростях, но и динамические особенности различных волн, возникающих в среде. С этой целью необходимо было разработать специальную методику наблюдений, которая позволила бы наиболее полно использовать динамические и кинематические характеристики различных волн. Выбор систем наблюдений базировался на следующих соображениях.

1. Основные системы наблюдений нужно выбирать с таким расчетом, чтобы динамические особенности преломленных волн, соответствующих различным вертикальным слоям,— различия в форме записи и в амплитудах— были выражены наиболее отчетливо. Для этого необходимо исключить или, по крайней мере, уменьшить те изменения динамических особенностей волн, главным образом амплитуд, которые связаны с изменением расстояний от пункта взрыва до сейсмографов (см. главу X). Целесообразно выбирать такие системы наблюдений, при которых расстояния между пунктом взрыва и различными положениями сейсмографов мало меняются вдоль линии профиля, например поперечные профили.

2. Системы наблюдений должны быть выбраны с таким расчетом, чтобы они позволили регистрировать не только обычные преломленные волны, соответствующие поверхности вертикальных слоев метаморфических пород, но и разные боковые преломленные и отраженные волны (см. главу IX), связанные с границами раздела в вертикально-слоистой среде и подходящие к сейсмографам по различным направлениям. Профили следует располагать таким образом, чтобы направления подхода обычных преломленных волн и боковых преломленных и отраженных волн на записях были существенно различными. Присутствие боковых волн на записях является одним из критериев для распознавания зон скоростной неоднородности. Как показано в главе IX, на продольных профилях, расположенных вкрест направления простираения вертикальных слоев, боковые преломленные волны не могут быть зарегистрированы. Для записи этих волн необходимо применять другие системы наблюдений, в частности поперечные профили и площадную съемку при одном общем ПВ, который целесообразно располагать на участках, где залегают породы с пониженной скоростью.

3. При выборе систем наблюдений необходимо на каждом из участков съемки предусмотреть опорные продольные профили для определения скоростных характеристик вертикально-слоистой среды, а также глубины залегания и формы ее поверхности.

Из приведенных положений следует, что при изучении вертикально-слоистых сред, состоящих из сравнительно тонких слоев с различными упругими свойствами, необходимо применять методику наблюдений, отличающуюся от методики, которую используют в случае исследования горизонтально-слоистых сред. Главное различие заключается в том, что при изучении вертикально-слоистых сред основными видами съемки являются поперечное профилирование и площадная съемка с одним общим ПВ. Продольное же профилирование, представляющее ведущий вид съемки при исследовании горизонтально-слоистых сред, в случае вертикально-слоистых сред имеет вспомогательное значение.

Виды съемки и их назначение. В качестве основного вида съемки при поисках, оконтуривании и расчленении вертикально-слоистых сред была принята съемка по системам поперечных профилей, расположенных вкрест направления простираения вертикальных слоев. Системы поперечных профилей, применявшиеся для решения задачи детального расчленения вертикально-слоистой среды, как будет показано ниже, различались от систем профилей при поисках и оконтуривании неоднородных вертикально-слоистых сред. В некоторых случаях поперечные профили дополняли короткими профилями (200—500 м), перпендикулярными к основному поперечному профилю. Это позволяло определить в различных точках поперечных профилей направления векторов-градиентов $\tau_{ср}$ функции поверхностного годографа для различных волн (см. рис. 43) с целью их расшифрования.

Поперечное профилирование дополняли другими видами съемки: площадной с одним ПВ и продольным профилированием

при расположении профилей вкрест направления простирания вертикальных слоев. Площадную съемку с одним общим ПВ проводили с целью детализации отдельных участков. Этот вид съемки, как видно из данных, приведенных в главе IX, является наиболее благоприятным для разграничения областей регистрации волн, соответствующих различным слоям, и выявления боковых преломленных волн, подходящих к сейсмограммам по разным направлениям. В результате площадной съемки можно построить карту изохрон хорошо коррелирующихся волн и векторы-градиенты t_{cp} функции поверхностного годографа для волн, прослеживающихся на коротких интервалах профиля. Эти данные позволяют выявить и проследить границы вертикальных слоев, в частности границы полосы неоднородных вертикально-слоистых пород с вмещающими отложениями.

Продольное профилирование проводили для определения скоростных характеристик исследуемой среды и глубин залегания поверхности метаморфических пород. Одновременно с этим по продольным профилям также наблюдали изменения динамических особенностей записи, связанные с вертикальной слоистостью метаморфических пород. Картирование этих характеристик использовали при исследовании полос вертикально-слоистых метаморфических пород наряду с особенностями, полученными на поперечных профилях.

Продольное профилирование имеет особенно большое значение при изучении участков с резко выраженным рельефом поверхности вертикально-слоистых сред, так как в таком случае волновая картина осложняется явлениями фокусировки сейсмических лучей [164]. За счет этого на поперечных профилях возможен ряд особенностей годографов и записей, сходных с теми, какие наблюдаются при горизонтальной поверхности коренных пород и наличии вертикальных границ раздела слоев с различными скоростями. В таких случаях по наблюдениям только на поперечных профилях нельзя уверенно расшифровать зарегистрированные волны. Данные по продольным профилям дают возможность определить рельеф преломляющей границы и разделить особенности сейсмических записей и годографов, связанные со сложным рельефом и с наличием вертикальных границ раздела.

Системы изолированных поперечных профилей, применявшиеся при поисках и оконтуривании полос. В случае поисков и картирования полос использовали системы изолированных параллельных поперечных профилей, как правило, с перекрывающимися стоянками¹ со следующими ПВ:

1) различные пункты взрыва, расположенные на равных расстояниях от соответствующих профилей, в том числе на перекрывающихся (рис. 65);

¹ Зоны поперечного профиля, на которых наблюдения проведены при двух пунктах взрыва по схеме, показанной на рис. 65, б, в дальнейшем называются перекрывающимися стоянками.

2) один общий ПВ.

Возможности применения второго вида съемки ограничены, так как с увеличением расстояния x из-за значительного затухания волн, соответствующих поверхности метаморфических пород, наблюдения на расстояниях в несколько километров большей частью становятся практически неосуществимы. В тех же случаях, когда регистрация волн на больших расстояниях возможна, преобладающие частоты волн слишком низки (30—50 Гц) для того, чтобы можно было уверенно отметить смены волн.

Основным видом съемки являлась первая система поперечных профилей, причем в качестве пунктов взрыва использовали скважины.

Системы параллельных профилей, наблюдения на которых производят при различных пунктах взрыва. Как указано выше, в случае такой системы наблюдений сохраняется неизменным расстояние от ПВ до различных профилей, что является преимуществом в отношении сопоставления и корреляции динамических особенностей волн. Недостаток этой системы заключается в том, что изменение пунктов взрыва обуславливает перемену условия взрыва, при которых получены записи. Однако, как показал опыт проведенных работ, при мало изменяющемся литологическом составе осадочных пород, покрывающих метаморфические отложения, условия взрыва в различных скважинах, пробуренных до глубины $H=20 \div 25$ м, в большинстве случаев достаточно близки. Вследствие этого динамические особенности волн, отмеченные на различных профилях при разных пунктах взрыва, часто удается уверенно коррелировать на значительном протяжении.

Выбор сети профилей при различных пунктах взрыва. В начальный период работ выбирали сравнительно редкую сеть профилей. Профили располагали на расстоянии $r=700 \div 900$ м друг от друга, а затем проводили наблюдения на дополнительных профилях с целью детализации. Детализацию выполняли на следующих участках: а) с резкими тектоническими нарушениями, где наблюдались значительные изменения направления простираения слоев;

б) с нечеткими динамическими особенностями записей, которые трудно было интерпретировать.

При выборе расстояний между пунктом взрыва и профилем и между профилями руководствовались следующими соображениями.

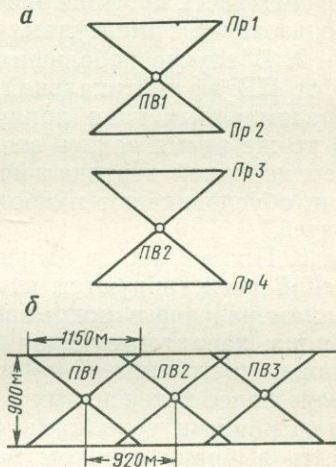


Рис. 65. Наблюдения на поперечных профилях:

а — при различных пунктах взрыва, б — то же, с перекрывающимися стоянками

I. Расстояние l от ПВ до профиля должно быть не слишком велико, так как при больших расстояниях от ПВ динамические особенности записей, как уже указывалось, большей частью выражены слабо.

II. Расстояние l не должно быть слишком малым по следующим причинам.

1. При малых l теряются основные преимущества поперечных профилей перед продольными, так как расстояния от ПВ до различных точек профиля значительно изменяются, что затрудняет использование амплитудных особенностей волн.

2. В случае небольших l и сравнительно больших расстояний d от ПВ до вертикальной границы раздела регистрация боковых преломленных волн принципиально невозможна (см. главу IX). В то же время запись этих волн при поисках участков залегания неоднородной вертикально-слоистой среды желательна, так как они обуславливают наиболее яркие динамические особенности записей.

3. При малых l в большинстве случаев в области первых вступлений регистрируются интенсивные волны, соответствующие границам раздела в покрывающих осадочных породах (см. рис. 62). Волна, характеризующая поверхность метаморфических пород, не может быть выделена в области последующих вступлений на фоне более интенсивных колебаний волн, которые обусловлены вышележащими границами раздела. Поэтому расстояние l должно быть выбрано с таким расчетом, чтобы волна, соответствующая поверхности метаморфических пород, регистрировалась в качестве первой и была отделена от последующей волны, соответствующей границе раздела в осадочной толще, достаточным интервалом времени. В результате экспериментальных работ установлено, что почти на всей площади съемки оптимальная величина $l = 400 \div 500$ м. При различных значениях l расстояние между соседними профилями должно составлять 800—1000 м. На участках детализации целесообразно задавать дополнительные профили между основными на расстоянии 400—500 м от них.

III. При одном ПВ следует производить наблюдения на участке поперечного профиля, расположенном симметрично относительно основания перпендикуляра, опущенного из пункта взрыва на линию профиля. Длина участка профиля, как правило, не должна превышать тройную величину расстояния l от ПВ до профиля. При большей длине профиля изменения динамических особенностей волн, главным образом амплитудных, выражены менее четко в связи с тем, что расстояния x значительно изменяются.

В тех случаях, когда исследуемая полоса вертикально-слоистых метаморфических пород характеризовалась большой горизонтальной мощностью (несколько километров), наблюдения на каждом поперечном профиле выполняли при нескольких пунктах взрыва. Практически удобно располагать пункты вдоль линии, параллельной линии профиля (см. рис. 65, б). На участках поперечного профиля, наиболее удаленных от пункта взрыва, расстояния l уже

существенно различаются, вследствие чего изменения амплитуд, связанные с переменной расстояний x , могут маскировать изменения динамических особенностей волн, обусловленные вертикальной границей раздела. В результате этого возможен пропуск некоторых смен волн. Для распознавания смен волн на удаленных стоянках целесообразно повторить наблюдения из ПВ, расположенного по другую сторону от стоянки (см. рис. 65, б). Сопоставление записей, полученных при расположении пунктов взрыва по обе стороны от рассматриваемого участка, часто позволяет выявить слабые смены волн.

Система параллельных профилей, наблюдения на которых производят при одном общем пункте взрыва. В случае такой системы наблюдений расстояния от пункта взрыва до различных профилей, входящих в систему, разные. При этом одни особенности записей и годографов сохраняются практически неизменными с переходом от профиля к профилю, другие — закономерно изменяются при удалении профиля от ПВ. Так, например, при малых x первой должна регистрироваться обычная преломленная волна, соответствующая поверхности метаморфических пород, а боковая преломленная — в области последующих вступлений или совсем отсутствовать на записях (см. главу IX). В случае больших расстояний от ПВ, если последний расположен над слоем с пониженной скоростью, первой должна записываться боковая преломленная волна, а обычная преломленная волна — в последующих вступлениях (см. главу IX, рис. 41, 49).

Поэтому корреляцию динамических особенностей записей, полученных на различных профилях, производить труднее, чем при системе профилей, которые расположены на одинаковых расстояниях от соответствующих пунктов взрыва. Помимо детального сопоставления особенностей записей в этом случае необходимо особенно внимательно следить за изменением формы годографов при переходе от одного профиля к другому, так как годографы

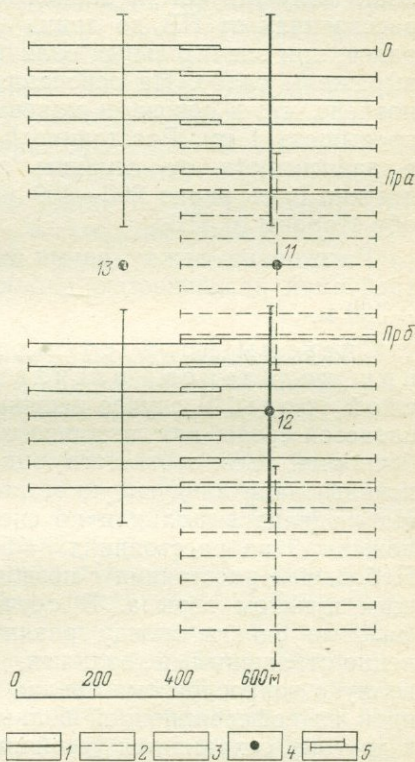


Рис. 66. Системы детального трассирования.

1—3 — системы профилей, наблюдения на которых проводились соответственно при взрывах в скв. 11—13; 4 — скважины; 5 — перекрывающиеся стоянки

в случае наличия боковых волн существенно различаются от географов, получаемых при регистрации обычных преломленных волн (см. главу IX).

Выбор сети профилей при одном пункте взрыва. Проведенные опыты показали, что взрывы в некоторых водоемах дают возможность получить четкие записи на сравнительно больших (до 2 км) расстояниях от ПВ до линии профиля. Однако, как указывалось ранее, при значительных величинах l смены волн большей частью выражены слабо. На основании экспериментальных данных установлено, что в основном максимальное расстояние l_{\max} не должно превышать 1 км. Расстояние l_{\min} от ПВ до ближайшего профиля в зависимости от глубины залегания метаморфических пород должно быть равно 200—400 м. Профили следует располагать по обе стороны от ПВ.

Расстояние между двумя соседними профилями определяется требуемой детальностью наблюдений. Часто выбирали $r=200 \div \div 500$ м.

Системы поперечных профилей, применявшиеся при детальном расчленении вертикально-слоистой среды. В случае решения задачи расчленения вертикально-слоистой среды для детального прослеживания динамических особенностей волн, соответствующих различным вертикальным слоям, использовали следующую методику поперечного профилирования. Наблюдения выполняли по системе поперечных профилей, расположенных на расстояниях $r=50 \div 100$ м друг от друга (рис. 66). Небольшие расстояния r позволяли проводить запись с одним общим пунктом взрыва. В случае небольших r мало изменяются фазовые сдвиги между различными преломленными и преломленно-отраженными волнами, образующими интерференционную волну в тонкослоистых средах (см. главу X). Поэтому форма записи интерференционной волны при переходе от одного профиля к другому сохраняется устойчивой, если акустические жесткости и поглощающие свойства контактирующих слоев остаются постоянными. Указанное положение лежит в основе рассматриваемой методики детального трассирования.

Поперечные профили располагали вкрест простирания слоев, которое предварительно было определено по более редкой сети поперечных профилей, применявшейся для выявления и оконтуривания участков залегания вертикально-слоистой среды. Расстояние от ПВ до ближайшего профиля в зависимости от глубины залегания метаморфических пород изменялось в пределах 200—350 м. Протяженность каждого из профилей не превышала 460 м, а для более удаленных профилей— 690 м, т. е. равнялась длине двух-трех установок сейсмографов при наблюдениях с 24-канальной станцией при расстояниях между сейсмографами, равными 10 м. При такой небольшой длине поперечного профиля (по сравнению с расстоянием от ПВ) изменения динамических характеристик волн в случае пересечения различных вертикальных границ раздела

практически не маскировались уменьшением амплитуд за счет возрастания расстояния между пунктом взрыва и сейсмографами.

Параллельные поперечные профили располагали по обе стороны от ПВ. Интервал между этими профилями заполняли другой системой поперечных профилей, наблюдения на которых проводили при другом ПВ (см. рис. 66, скв. 12). Для сопоставления и увязки динамических особенностей волн, полученных с различными пунктами взрыва, наблюдения на одном или на двух профилях выполняли при обоих пунктах взрыва (см. рис. 66 *Пр а, б*).

Рассмотренные системы поперечных профилей, расположенных на небольших расстояниях r друг от друга, в дальнейшем будем называть системами детального трассирования. В тех случаях, когда горизонтальная мощность исследуемого участка вертикально-слоистой среды превышала длину каждого поперечного профиля, наблюдения проводили по нескольким системам детального трассирования, расположенным рядом и частично перекрывающимся (см. рис. 66, скв. 11, 13).

7. Динамические характеристики волн, соответствующих поверхности метаморфических и кристаллических пород, и особенности их годографов

Картирование и расчленение вертикально-слоистой среды основано на использовании различных однократных продольных преломленных волн, соответствующих поверхности вертикальных слоев. Волны, относящиеся к границам раздела в вышележащей осадочной толще, использовали только с вспомогательной целью для определения средних скоростей до поверхности метаморфических пород, и поэтому их не будем рассматривать. В некоторых случаях были зарегистрированы также многократные отраженно-преломленные R_{00010} или преломленно-отраженные R_{01000} волны, образующиеся в том случае, когда волна, отраженная (или преломленная) на поверхности метаморфических пород, отражается от поверхности земли либо от границы какого-нибудь слоя в осадочной толще и затем преломляется (или отражается) на поверхности метаморфических пород [9, 21]. Области регистрации этих волн приурочены преимущественно к участкам залегания сравнительно однородных пород — гранитов и гнейсов. В зонах размещения толщи неоднородных сланцев и железистых пород многократные волны характеризовались малыми областями прослеживания либо совсем не могли быть выделены на записях [20].

Рассмотрим однократные преломленные волны, соответствующие поверхности метаморфических пород.

Области регистрации волн. Преломленные волны, соответствующие поверхности метаморфических пород ($H \leq 150$ м), прослеживаются в качестве первых в зависимости от глубины H , начиная с расстояний $x = 10 \div 460$ м от ПВ. Эти волны регистрировали и при сравнительно больших расстояниях x от ПВ (несколько километров), причем, как показало сопоставление записей,

полученных на нагоняющих системах, даже при больших x волна, относящаяся к поверхности метаморфических пород, не сменялась волнами, характеризующими более глубокие границы раздела.

В области последующих вступлений преломленные волны в основном нельзя выделить на фоне доминирующих волн, соответствующих вышележащим границам раздела. Только иногда при достаточно разрешенных записях и значительном затухании с увеличением расстояния волн, отвечающих границам раздела в осадочной толще, удавалось отметить преломленную волну в области последующих вступлений, причем изредка даже регистрировать начальные точки этой волны. За некоторыми исключениями эти волны выделялись и прослеживались на записях только в области первых вступлений.

Динамические особенности преломленных волн на внеполосных участках. На внеполосных участках эти волны представляют собой обычные преломленные волны, соответствующие поверхности метаморфических или кристаллических пород. В связи с тем, что эти породы на больших интервалах характеризуются постоянством граничных скоростей, соответствующие им преломленные волны отличаются устойчивой формой записи, амплитуды волны обычно плавно уменьшаются при удалении от ПВ. Продольные годографы волн близки к прямолинейным, а поперечные — к гиперболическим. Смены волн на внеполосных участках наблюдаются редко, причем отличительной их особенностью является то, что они не прослеживаются от профиля к профилю. Последнее связано с тем, что они обусловлены локальными изменениями скоростей в гранитах или гнейсах, а не протяженными вертикальными границами раздела скоростей.

Преломленные волны на участках залегания вертикально-слоистой среды. На участках залегания вертикально-слоистых сланцево-железородных метаморфических пород отмечаются следующие особенности волн.

1. Наряду с обычными преломленными волнами P_{010} и P_{0120} регистрируются различные боковые волны — боковые преломленные P_{01210} и боковые преломленно-отраженные P_{0110} или P_{0220} . Обычные преломленные волны отмечали при всех применявшихся системах наблюдений (продольные и поперечные профили, площадная съемка при одном общем ПВ). Боковые преломленные волны были зарегистрированы на некоторых поперечных профилях в области первых вступлений. Боковые преломленно-отраженные волны были записаны как на поперечных, так и на продольных профилях (рис. 67, а) в области последующих вступлений. Обычные и боковые преломленные волны характеризуются существенно различными динамическими особенностями записи и несхожей формой годографов.

2. Разница в скоростях и поглощающих свойствах вертикальных слоев обуславливает разнообразие динамических и кинематических характеристик волн одного и того же типа, соответствующих разным слоям. В связи с этим обычные преломленные волны

(P_{010} , P_{0120} и т. п.), распространяющиеся в различных вертикальных слоях, часто значительно различаются по форме и интенсивности записи, что согласуется с теорией (см. главу X).

Рассмотрим подробнее динамические характеристики записей и особенности годографов преломленных волн, соответствующих поверхности вертикально-слоистых метаморфических пород.

Динамические характеристики преломленных волн и особенности их годографов на участках залегания вертикально-слоистой среды. На сейсмограммах, полученных при различных системах наблюдений (поперечные профили, расположенные вкрест и вдоль простирания вертикальных слоев метаморфических пород, продольные профили, размещенные вкрест простирания слоев и т. п.), наблюдаются частые смены волн, сопровождающиеся значительными изменениями формы и амплитуды записи (см. рис. 67).

Смена первых волн можно разделить на группы, отчетливо сопровождающиеся интерференционными явлениями (в некоторых случаях сменяющие друг друга волны прослеживаются раздельно на некотором участке профиля; см. рис. 67, а) и без интерференции (см. рис. 67, а, ПК 3500—3510).

Смены волн, относящиеся к обеим группам, характеризуются следующими изменениями динамических особенностей записей:

- 1) формы и амплитуды;
- 2) только формы;
- 3) только амплитуды.

Динамические характеристики записей в некоторых случаях сопровождаются также кинематическими особенностями — скачкообразными изменениями времен пробега и изменениями кажущихся скоростей, вследствие чего годографы этих волн имеют форму, существенно отличающую их от годографов, соответствующих средам, близким к горизонтально-слоистым. Кинематические особенности волн, зарегистрированных в начальной части сейсмограмм, можно разделить на следующие типы:

1) пересекающиеся оси синфазности волн, причем одна из волн имеет отрицательную кажущуюся скорость v_k , другая — положительную;

2) пересекающиеся оси синфазности волн, к тому же обе волны имеют положительную кажущуюся скорость или одна волна — бесконечную (см. рис. 67, б, ПК 7410—7420);

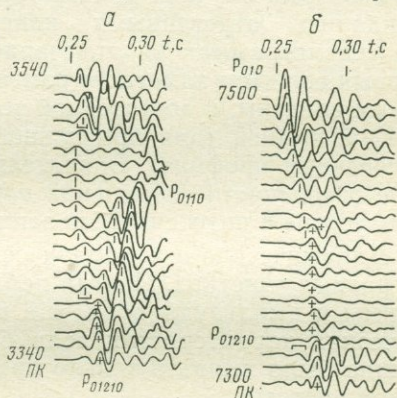


Рис. 67. Сейсмограммы, на которых отмечаются боковые преломленно-отраженные волны P_{0110} (а) и обычные преломленные волны с пересекающимися осями синфазности (б).

Скобками показаны смены волн

3) изменение величины кажущейся скорости без пересечения осей синфазности.

Кинематические особенности первых двух типов наблюдаются в случаях, когда смены волн сопровождаются интерференционными явлениями, а третьего — как при наличии, так и в отсутствие интерференционных явлений.

При проведении экспериментальных работ наблюдались различные сочетания динамических и кинематических особенностей. В некоторых случаях динамические особенности записей не сопровождалась отчетливыми кинематическими характеристиками. На сейсмограммах не отмечались пересечения осей синфазности первых волн или заметного изменения v_k . Годограф, построенный по таким записям, с достаточной точностью можно аппроксимировать прямой линией (для продольного профиля) или гиперболой (при поперечном профиле). Значительно реже встречались кинематические особенности (изменения v_k), не сопровождавшиеся изменениями формы и интенсивности записи.

Динамические и кинематические особенности записей различны на разных участках. Иногда наблюдались весьма четкие изменения формы и амплитуды волн, а в некоторых местах изменения динамических характеристик волн были сравнительно слабыми, и их можно было выявить только при регистрации волн достаточно высокой частоты.

Указанные динамические и кинематические особенности записей обусловлены сменами различных волн, возникающих в вертикально-слоистой среде. Как показано в главе IX, при наличии вертикальной слоистости в области первых волн возможны следующие смены:

- 1) обычных преломленных волн P_{010} боковыми преломленными P_{01210} ;
- 2) боковых преломленных волн скользящими P_{0120} ;
- 3) обычных преломленных волн при пересечении границы раздела различных слоев, т. е. смена волн типа P_{010} волнами P_{0120} , P_{01230} и т. п.

Рассмотрим, какие динамические и кинематические особенности наблюдались при перечисленных сменах волн.

Динамические и кинематические особенности при смене обычных преломленных волн боковыми. Наличие боковых преломленных волн наиболее отчетливо может быть выявлено при наблюдениях на поперечных профилях, расположенных перпендикулярно к направлению простирания слоев (см. главу IX). На рис. 68 показан динамический годограф преломленных волн по поперечному профилю, построенный по способу, предложенному в работе [103]. Как видно из рис. 68, а и 69, а, боковые волны P_{01210} характеризуются значительно меньшей интенсивностью, чем обычные преломленные P_{010} , причем интенсивность их уменьшается по мере удаления от вертикальной границы раздела, с которой связано их возникновение. Такая малая интенсивность боковых волн по сравнению

с обычными преломленными волнами связана с тем, что при образовании боковой волны преломление под предельным углом происходит на двух границах, близких к горизонтальной и вертикальной, в то время как при возникновении волны P_{010} — только на одной горизонтальной границе раздела. Как известно, подобное резкое различие в значениях интенсивности часто наблюдается для прямых волн P_1 и преломленных P_{121} . Волны P_{121} в области, близкой к начальной точке, нередко бывают значительно слабее, чем волна P_1 . Только на сравнительно больших расстояниях от ПВ соотношение интенсивностей этих волн изменяется из-за того, что волна P_{121} распространяется вдоль слоя с большей скоростью v_2 , который характеризуется меньшим поглощением, чем покрывающая среда с малой скоростью v_1 .

В рассматриваемом случае вертикально-слоистой среды аналогом прямой волны P_1 является скользящая волна P_{01} , а аналогом преломленной P_{121} — боковая P_{0121} . На поверхности наблюдений регистрируются не волны P_{01} и P_{0121} , а обусловленные ими преломленные волны P_{010} и P_{01210} , соотношение интенсивности которых дает некоторое представление о связи интенсивностей волн P_{01} и P_{0121} . Отмеченное отношение величин интенсивности боковых и обычных преломленных волн близко к часто наблюдающейся связи значений интенсивности обычной преломленной волны P_{121} и прямой P_1 .

Волны P_{01210} и P_{010} , как видно из рис. 68, и 69, интерферируют на записи, причем оси синфазности обеих волн пересекаются. Однако в области последующих вступлений волну P_{01210} выделить не удастся. Это, по-видимому, обусловлено ее малой интенсивностью по сравнению с обычной преломленной волной P_{010} . В отличие от волны P_{01210} волна P_{010} хорошо прослеживается в области последующих вступлений, причем вследствие доминирующего характера этой волны ее удастся проследить через зону интерференции с волной P_{01210} практически без разрыва в корреляции.

Смена обычных волн боковыми, как указывалось в гл. IX, должна быть отчетливо видна по форме поверхностных годографов (карт изохрон), построенных при одном общем пункте взрыва. Пример такой карты изохрон, полученной в случае площадной съемки по системе пересекающихся профилей, приведен на рис. 68, б. Возникновение боковых волн P_{01210} и P_{01310} здесь приурочено к границам между сланцево-железородной полосой пород и гнейсами, обладающими на рассматриваемом участке большей скоростью, чем контактирующие с ними сланцы.

Смена обычных и боковых волн, которая может наблюдаться на сейсмических записях, полученных на поперечных профилях, расположенных перпендикулярно к направлению простирания слоев, или при площадной съемке, проведенной при общем ПВ, характеризуется: резким изменением формы и интенсивности записи, перекрещивающимися осями синфазности первых волн, отрицательной кажущейся скоростью боковой волны на некотором участке и особой формой изохрон.

Динамические и кинематические особенности при смене боковых преломленных волн P_{01210} скользящими P_{0120} . Эти смены волн могут быть обнаружены на записях, полученных при таких же системах наблюдений, как и боковые волны. Наиболее легко установить наличие смен при наблюдениях на поперечных профилях, расположенных

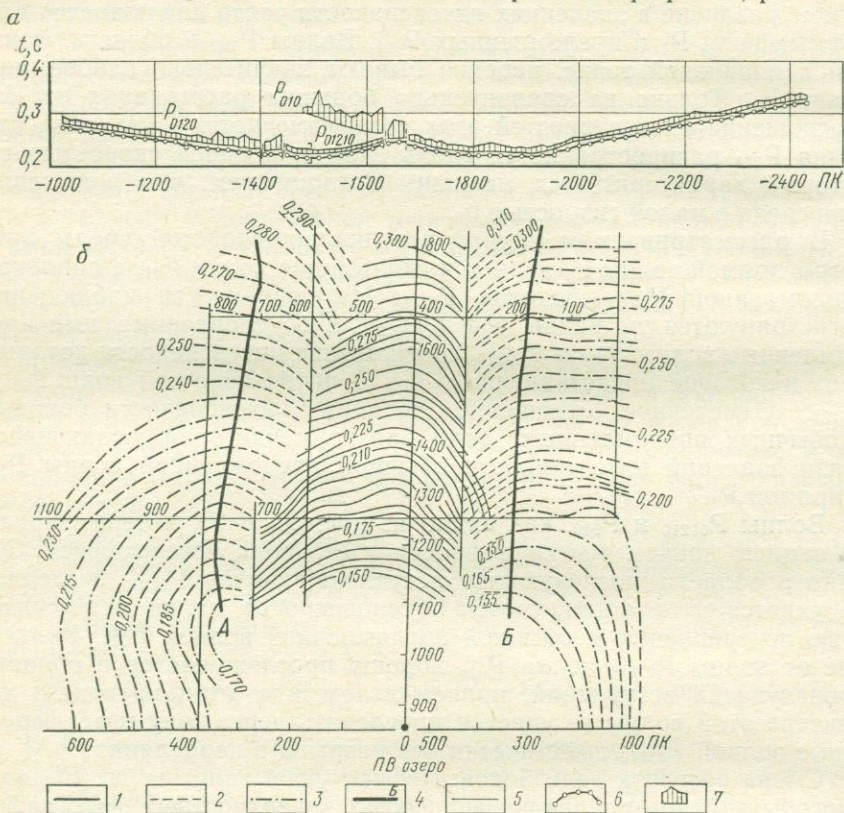


Рис. 68. Динамические годографы волн P_{010} , P_{01210} и P_{0120} по поперечному профилю (а) и карта изохрон (б).

Изохроны: 1 — обычных преломленных волн P_{010} ; 2 — боковых волн P_{01210} и P_{0120} ; 3 — скользящих волн P_{0120} и P_{0130} ; 4 — границы слоя с пониженной скоростью; 5 — профили; 6 — годограф; 7 — динамический годограф

женных перпендикулярно к вертикальной границе раздела. Анализ сейсмограмм, зафиксированных на различных участках съемки, показывает, что смена боковых волн P_{01210} скользящими P_{0120} не сопровождается изменением формы и интенсивности записи. Смена волн может быть обнаружена только по кинематическому признаку — отрицательная кажущаяся скорость первой волны при пересечении границы раздела сменяется бесконечной, а с дальнейшим удалением от ПВ v_k становится конечной и положительной (см. рис. 68, а). Отсутствие изменений формы записи указывает

на то, что частотные спектры скользящей и преломленной волн близки. Отсутствие же изменений интенсивности показывает, что в рассматриваемом случае обменные преломленные волны $P_{012}S_1P_0$ и $P_{012}S_{10}$, по-видимому, либо совсем не образуются, либо обладают малой интенсивностью.

Динамические и кинематические особенности при смене обычных преломленных волн. Смены волн P_{010} , P_{0120} , P_{01230} и т. п. наблюдались наиболее часто, причем они были отмечены на записях, полученных как на поперечных, так и на продольных профилях. Отмечены смены обычных преломленных волн, сопровождающиеся интерференционными явлениями, а также смены, при которых области регистрации различных первых волн разграничены на плоскости наблюдений и волны не интерферируют (см. рис. 67, 69). При этих сменах встречаются указанные ранее динамические особенности записей — изменения формы либо интенсивности или же одновременно и формы, и интенсивности. Из кинематических особенностей волн в случае наличия интерференции наблюдается пересечение осей синфазности, причем кажущиеся скорости обеих волн почти всегда положительны. Когда нет интерференционных явлений, иногда отмечается изменение величины кажущейся скорости, а иногда вообще отсутствуют заметные кинематические особенности записей. В редких случаях наблюдается пересечение осей синфазности первых волн, причем кажущаяся скорость одной из волн отрицательна. Эти кинематические особенности обычно связаны с формой поперечных слоев.

Следует заметить, что связь указанных особенностей с рельефом преломляющей границы нетрудно установить, если наблюдения проводят по продольным профилям, расположенным вкрест простирания вертикальных слоев, где получена полная система встречных и нагоняющих годографов. Когда же наблюдения осуществляют только по поперечным профилям, наличие рассматриваемых кинематических особенностей в сочетании с резким уменьшением интенсивности и изменением формы записи может привести к ошибочному представлению о том, что имеется смена боковых и обычных волн.

В случае отсутствия резко выраженного рельефа преломляющей

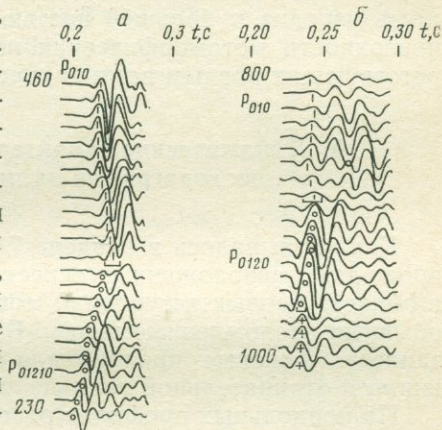


Рис. 69. Сейсмограммы, показывающие смены волн P_{010} , P_{01210} (а) и обычных преломленных волн (б), характеризующихся изменениями формы, интенсивности записи и интерференционными явлениями (ПК 870—900), а также смены волн, отмечающиеся только по изменению интенсивности (ПК 970—960).

Скобками показаны смены волн

щей границы при сменах обычных преломленных волн наблюдаются различные сочетания указанных выше динамических и кинематических характеристик. Иногда динамические особенности волн, главным образом изменения формы записи без изменения интенсивности, не сопровождаются кинематическими особенностями — скачками во временах прихода и изменениями кажущихся скоростей. В противоположность этому изменения v_k , не сопровождающиеся динамическими особенностями записей, встречаются лишь изредка и большей частью связаны с изменениями рельефа поверхности метаморфических пород, а не со сменой волн, соответствующих разным вертикальным слоям.

8. Динамические характеристики волн и особенности их годографов на продольных профилях

Как указывалось в разделе 7 настоящей главы, на продольных профилях, расположенных вкрест простирания вертикальных слоев, в области первых вступлений могут быть зарегистрированы только обычные преломленные волны. В качестве последующих возможно записать боковые преломленно-отраженные волны, характеризующиеся отрицательной кажущейся скоростью.

На продольных профилях расстояние от ПВ до различных точек наблюдения существенно изменяется вдоль линии профиля. В связи с этим кинематические особенности волн — различия в кажущихся скоростях их распространения вдоль поверхности разных вертикальных слоев или изменения v_k для одной и той же волны, связанные с рельефом преломляющей границы, — выражены отчетливее, чем на поперечных профилях. Однако динамические особенности записей, главным образом амплитудные, выражены на сейсмограммах, полученных на продольных профилях, менее отчетливо, чем на поперечных. Это связано с тем, что изменения интенсивности, обусловленные сменой волн, соответствующих слоям с различными упругими свойствами, маскируются изменениями этого же параметра, которые определяются затуханием волн с переменной расстояния от ПВ.

В тех случаях, когда соотношение акустических жесткостей в контактирующих вертикальных слоях таково, что смена волн должна сопровождаться уменьшением амплитуды преломленной волны, затухание волны за счет увеличения расстояния от ПВ еще больше подчеркивает уменьшение амплитуды. Если же смена волн должна отмечаться возрастанием амплитуды, то оба фактора — увеличение амплитуды за счет смены волн и уменьшение ее из-за затухания волн с изменением расстояния от ПВ — действуют в противоположных направлениях. В случаях резкого возрастания амплитуд, обусловленного сменой волн, оно может быть четко видно на фоне общего уменьшения амплитуд волн с изменением расстояния от ПВ. Пример такого возрастания интенсивности при удалении от ПВ приведен на рис. 70.

Интерференционные явления. При смене волн на записях иногда наблюдается интерференция двух преломленных волн, соответствующих вертикальным слоям, расположенным по обе стороны от границы раздела. Интерференционные явления отмечаются, когда волна при удалении от ПВ переходит со слоя малой скорости на слой с большой скоростью (см. раздел 5 главы IX).

При пересечении линии контакта волна P_{010} из области первых вступлений переходит в зону последующих вступлений, в то время как в области первых вступлений появляется новая волна P_{0120} . Интервал, где одновременно существуют обе преломленные волны, мал, что объясняется небольшой глубиной залегания поверхности метаморфических пород и значительным различием в значениях скоростей метаморфических и покрывающих осадочных пород. В тех случаях, когда на записях зарегистрированы преломленные волны P_{010} и P_{0120} , разделенные небольшим интервалом времени, на годографе, построенном по этим записям, имеются расходящиеся ветви. Если при удалении от ПВ волна переходит со слоя с большей скоростью на слой с меньшей скоростью, то указанное прохождение волн в область последующих вступлений не наблюдается и зона совместного существования преломленных волн отсутствует.

Особенности записей и годографов, построенных на одном и том же участке профиля при различном положении ПВ. Сопоставление данных, полученных при нескольких пунктах взрыва, позволяет установить дополнительные критерии для выявления смены волн и в некоторых случаях выяснить некоторые особенности строения среды, которые не могут быть надежно установлены в случае других систем наблюдений. С этой целью рассмотрим, какие особенности записей и годографов отмечаются на нагоняющих и встречных системах наблюдений.

Особенности записей и годографов на нагоняющих системах. Наблюдения на различных профилях показали, что при наличии нескольких пунктов взрыва, рассчитанных на получение нагоняющих систем, смены волн отмечаются точно на одном и том же пикете профиля (рис. 71, 72) [20, 107]. Эта особенность записей в случае вертикально-слоистой среды существенно отличает их от сейсмограмм, типичных для горизонтально-слоистых сред, где местонахождение смены волн зависит от расстояния между точкой наблюдения и пунктом взрыва, а не от положения точки наблюдения на профиле.

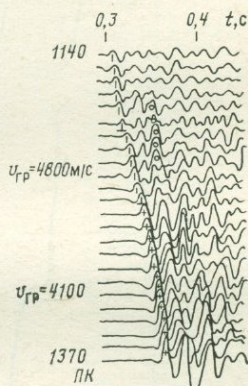


Рис. 70. Сейсмограмма, показывающая увеличение амплитуды преломленной волны над слоем с пониженной скоростью (прокоррелировано крестиками)

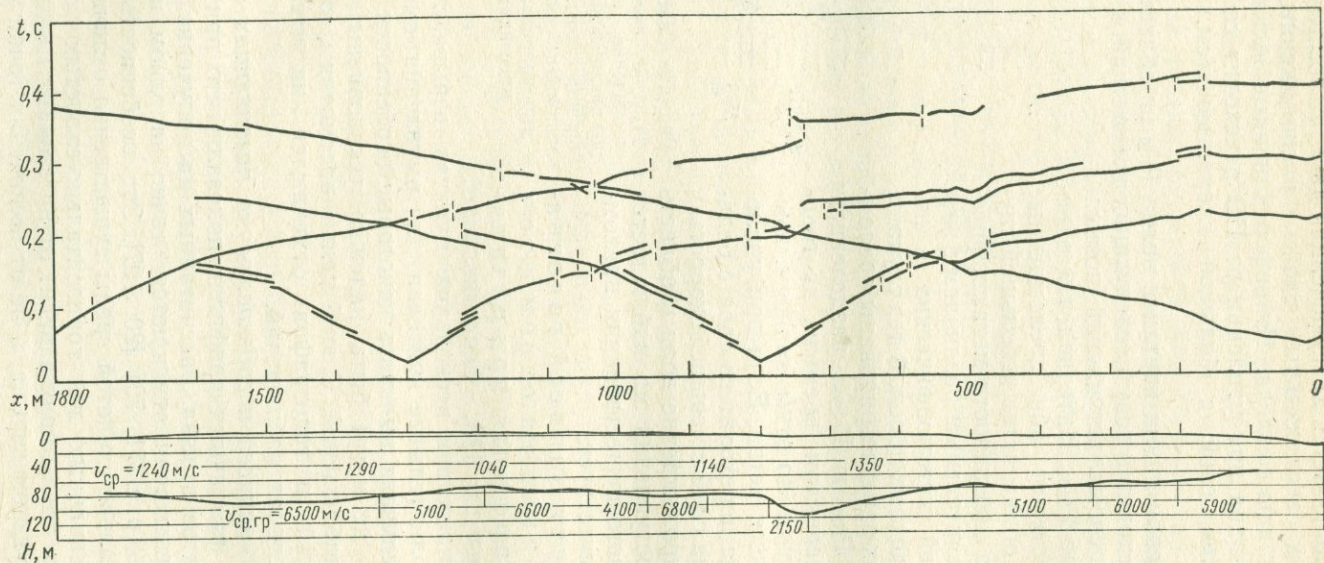


Рис. 71. Продольные годографы преломленных волн и построенный по ним сейсмический разрез.

Вертикальный пунктир — области разрыва корреляции

Изменения формы записи при сменах волн на сейсмограммах, полученных на различных нагоняющих системах, одинаковы. Изменение интенсивности волн качественно сходно, но часто уменьшение интенсивности отчетливее видно при более близком ПВ, а возрастание — при более удаленном ПВ (см. главу X). Если при одном из пунктов взрыва на записях зарегистрированы на одном и том же интервале профиля две преломленные волны, соответствующие двум вертикальным слоям с различными упругими свойствами, то такие же волны с непараллельными осями синфазности

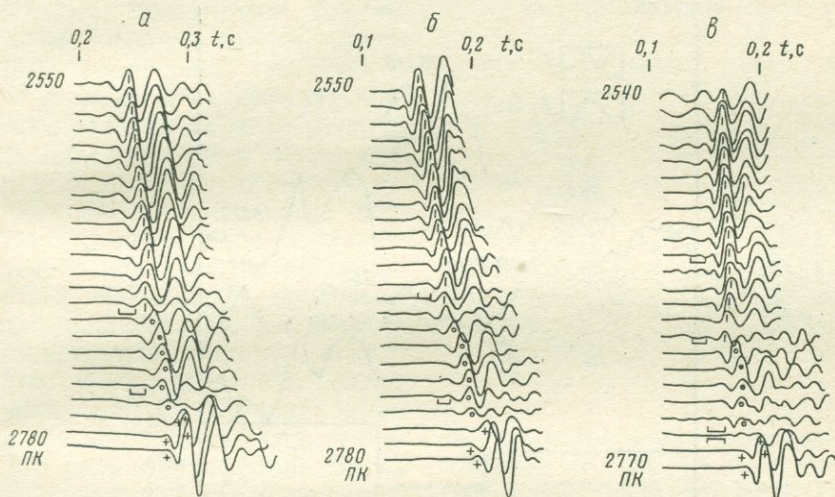


Рис. 72. Сейсмограммы, полученные на одной и той же стоянке при продольном профилировании (а, б; записи на нагоняющих системах) и при поперечном профилировании (в).

Скобками показаны смены волн

наблюдаются на тех же участках профиля и на нагоняющих системах.

При наличии смен волн нагоняющие годографы волн, зарегистрированных из различных пунктов взрыва, в большинстве случаев строго параллельны (см. рис. 71). Однако иногда отмечается заметная непараллельность нагоняющих годографов, которая, по-видимому, связана с тем, что линия профиля образует с границей раздела угол, отличающийся от $\pi/2$. При этом годограф, полученный при удаленном ПВ, характеризуется большей величиной v_R , чем годограф, построенный при более близком ПВ (см. главу IX).

Непараллельность нагоняющих годографов волн изредка может быть связана также с наличием резких форм рельефа преломляющих границ. В некоторых случаях при наличии замкнутых впадин или поднятий поверхности метаморфических пород траекторий лучей, скользящих вдоль преломляющей поверхности, могут уклоняться от вертикальной плоскости, проходящей через линию профиля, причем траектории лучей при различных положениях

пункта взрыва могут не совпадать. Это должно обусловить непараллельность нагоняющих годографов.

Итак, контролем правильности установления места смены волн по записям, полученным на нагоняющих системах, является совпадение пикетов профиля, где наблюдается смена волн, сходство изменений формы записи, качественное подобие изменений амплитуд в области смены и за редким исключением параллельность нагоняющих годографов. В тех случаях, когда на некоторых интервалах

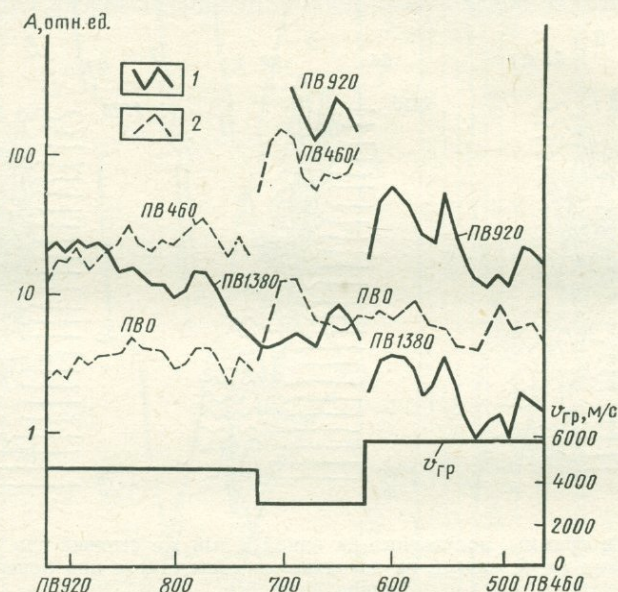


Рис. 73. Встречные и нагоняющие амплитудные кривые в случае слоя с пониженной скоростью и график граничных скоростей.

1 — амплитудная кривая по прямому профилю; 2 — то же, по обратному профилю

профиля совместно зарегистрированы две преломленные волны, соответствующие вертикальным слоям, расположенным по обе стороны от линии контакта, контролем правильности определения смены волн является также совпадение интервалов совместного существования волн на записях, полученных на всех нагоняющих системах.

Особенности записей и годографов волн на встречных системах. В большинстве случаев смены волн, которые четко видны на записях, полученных на одной системе нагоняющих годографов, практически нельзя обнаружить на сейсмограммах, типичных для встречной системы. Отсутствуют заметные изменения интенсивности волн и пересечение осей синфазности двух волн, соответствующих слоям, расположенным по обе стороны от границы раздела.

Падение интенсивности, отчетливо видимое на записях при переходе с поверхности слоя с меньшей скоростью (рис. 73) на поверх-

ность слоя с большей скоростью, при обратном переходе сменяется некоторым возрастанием интенсивности. Как указывалось ранее, если это возрастание сравнительно слабое, то на записях наблюдается только несколько менее резкое уменьшение интенсивности волн с изменением расстояния. Эти особенности отчетливее видны не на записях, а на амплитудных кривых. При отсутствии зоны интерференции первых волн с пересекающимися осями синфазности и заметных изменений интенсивности записи смены волн, если только они не сопровождаются заметными изменениями формы записи, могут быть пропущены.

В некоторых случаях при наблюдениях на встречных системах отмечается изменение и формы, и интенсивности записи. Это бывает, когда контактирующие породы значительно различаются по скоростям. На рис. 74 приведены примеры записей, полученных на встречных системах, на которых можно выделить смены волн, соответствующие одним и тем же вертикальным границам раздела скоростей. Волна с повышенной интенсивностью, относящаяся к слою с пониженной граничной скоростью [см. рис. 74, ПК (-1490) — (-1410)], четко выделяется на записях. Пикеты, на которых отмечены смены волн, для обоих пунктов взрыва несколько различны за счет сейсмического «сноса».

Из приведенного выше видно, что при неполной системе наблюдений на продольных профилях некоторые смены волн могут быть пропущены из-за отсутствия четких динамических особенностей записей. В частности, это возможно в тех случаях, когда получены только нагоняющие системы при ПВ, расположенных таким образом, что волна при удалении от них переходит с поверхности вертикального слоя с большей скоростью на поверхность вертикального слоя с меньшей скоростью. Если скорости в этих слоях различаются не особенно сильно, то смены волн не сопровождаются значительным изменением интенсивности волн и величин кажущихся скоростей и могут быть пропущены на записи. Для уверенного обнаружения смен волн на продольных профилях особенно при средах со слабой дифференциацией скоростей необходима полная система наблюдений, т. е. встречные и нагоняющие системы.

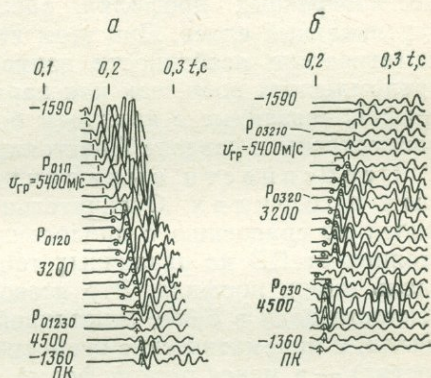


Рис. 74. Сейсмограммы, полученные на встречных системах а и б, на которых слой с пониженной скоростью может быть выделен по динамическим особенностям волн.

Скобками показаны смены волн

9. Динамические характеристики волн и особенности их годографов на поперечных профилях

Поперечные профили были расположены преимущественно вкрест простирания вертикальных границ раздела. Наблюдения на непродольных (поперечных и боковых) профилях, ориентированных примерно вдоль направления простирания вертикальных слоев, проводили только при площадной съемке. Ниже рассмотрены динамические особенности записей и годографов, полученных на поперечных профилях, расположенных вкрест простирания вертикальных слоев. При этом анализируются динамические и кинематические особенности записей только при сменах обычных преломленных волн, так как характеристики сейсмограмм и годографов, связанные с наличием боковых преломленных волн, были рассмотрены в разделе 7 настоящей главы.

Особенности выявления смен волн на поперечных профилях. Отличительная особенность поперечных профилей по сравнению с продольными заключается в том, что расстояния от ПВ до различных точек наблюдения мало изменяются вдоль линии профиля. Это позволяет выявить динамические особенности волн в более отчетливой форме, чем на продольных профилях, а кинематические особенности (различия в кажущихся скоростях) — в менее резкой форме. Возможность четкого выявления динамических особенностей волн при наблюдениях на поперечных профилях обусловлена следующим. В случае малых изменений расстояния от ПВ до линии наблюдения затухание колебаний, которое в значительной мере маскирует различия в амплитудах волн на продольных профилях, практически в равной мере влияет на характер записей, полученных на большом интервале поперечного профиля. Поэтому такой динамический критерий, как соотношение амплитуд волн в области их смены, может быть использован на поперечных профилях в большей мере, чем при продольных.

Кинематические особенности волн на поперечных профилях видны значительно менее отчетливо, чем на продольных, так как в области минимума годографа значения кажущихся скоростей всех волн близки к бесконечности и дифференциация волн по величинам v_k практически невозможна. В некоторых случаях при наличии сравнительно мощных вертикальных слоев со скоростями, значительно отличающимися от скоростей в окружающей среде, поперечный годограф имеет форму, которая сильно разнится от гиперболической. Пример асимметричного годографа показан на рис. 75. По асимметрии годографа отчетливо видно, что породы в области больших пикетов характеризуются меньшей скоростью, чем породы в зоне меньших пикетов. В большинстве случаев, однако, слои с пониженными и повышенными скоростями имеют относительно небольшую горизонтальную мощность, и поэтому четкие особенности годографов, аналогичные показанным на рис. 75, *a*, встречаются сравнительно редко. Основными критериями для выявления смен волн на поперечных профилях являются ди-

намические особенности записей — изменения формы и амплитуды волн.

Типы смен обычных преломленных волн. При наблюдениях на поперечных профилях были отмечены смены волн, весьма разнообразные по характеру. Наиболее распространенный

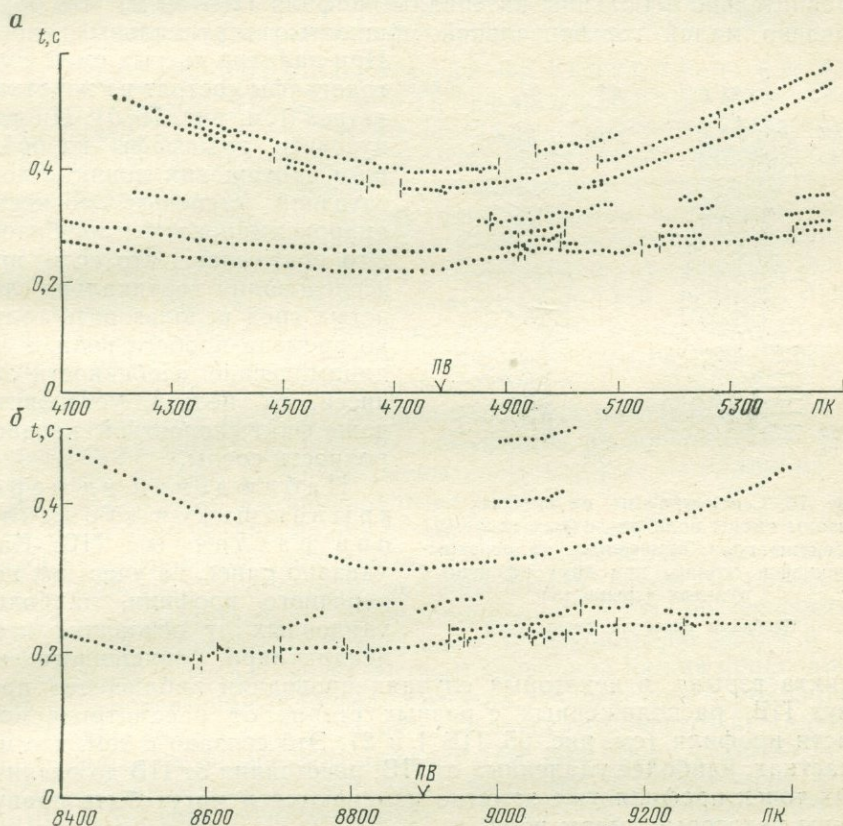


Рис. 75. Поперечные годографы преломленных волн.

Вертикальный пунктир — области разрыва корреляции

тип смены волн — изменение формы записи без значительного изменения амплитуды волн (см. рис. 67, б, ПК 7420). Реже наблюдаются изменения формы записи, сопровождающиеся заметными изменениями амплитуд (рис. 76), еще реже — изменения только амплитуд волн без изменений формы записи (см. рис. 69, б, ПК 950). Причины указанных различий в особенностях смен волн подробно рассматриваются ниже.

Смены волн в некоторых случаях сопровождаются интерференционными явлениями, причем так же, как и на продольных профилях, часто только одна из волн проходит в область последующих

вступлений. Большой частью зоны интерференции волн характеризуются весьма малой протяженностью — область совместного существования преломленных волн, соответствующих двум различным вертикальным слоям, не превышает 10—20 м.

В некоторых случаях смены волн следуют одна за другой через сравнительно небольшие интервалы профиля (20—50 м), что обусловлено малой горизонтальной мощностью вертикальных слоев.

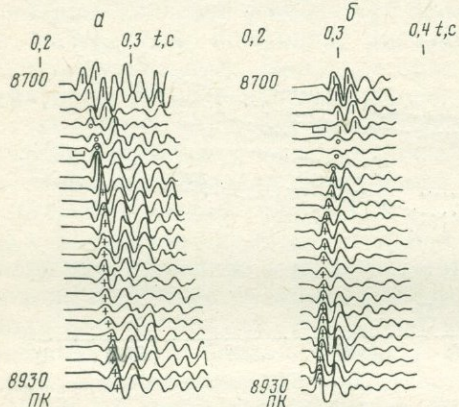


Рис. 76. Сейсмограммы, на которых показаны смены волн различных типов (а) и смены волн, отмеченные на перекрывающейся стоянке при двух различных пунктах взрыва (б).

Скобками показаны смены волн

пункта взрыва, в некоторых случаях проводили наблюдения при двух ПВ, расположенных с разных сторон от рассматриваемой части профиля (см. рис. 65, ПВ 1 и 2). Это связано с тем, что на участках, наиболее удаленных от ПВ, расстояния от ПВ до различных точек профиля уже заметно изменяются и могут быть пропущены некоторые смены волн.

При наблюдениях, проведенных на тех же стоянках в случае расположения пункта взрыва по другую сторону от рассматриваемого участка и, следовательно, от границы раздела скоростей, динамические особенности, присущие смене волн, могут быть выявлены в более четкой форме. В частности, если при одном положении пункта взрыва возрастание амплитуд, связанное со сменой волн, может быть замаскировано их уменьшением за счет удаления от ПВ, то в случае другого расположения ПВ при пересечении границы раздела должно наблюдаться падение амплитуд. Таким образом, результаты сопоставления данных, полученных на поперечных годографах при различных положениях ПВ относительно вертикальной границы раздела, аналогичны тем, которые отмечаются при сравнении материалов, взятых на встречных системах при продольном профилировании. На рис. 76 приведены записи

При наличии частых смен волн годографы состоят из коротких ветвей (см. рис. 75, б). Иногда кусочные годографы на большом протяжении можно с достаточной степенью точности аппроксимировать гиперболой. Это показывает, что если при исследовании вертикально-слоистых сред использовать только времена пробега волн, а не динамические особенности записей, то нельзя установить даже факт скоростной неоднородности среды.

Наблюдения на перекрывающихся стоянках при различных ПВ. Как указано ранее, на участках поперечного профиля, наиболее удаленных от основания перпендикуляра, опущенного из

на одном и том же участке поперечного профиля при различном расположении пунктов взрыва. Динамические особенности смен волн в основных чертах похожи, но изменения амплитуд при этом на ПК 8720—8730 отчетливее видны на рис. 76, б.

10. Сопоставление динамических особенностей записей, полученных при продольном и поперечном профилировании

Идентификация смен волн на записях, полученных на продольных и поперечных профилях. Если наблюдения на одних и тех же профилях, расположенных вкрест к направлению простирания вертикальных слоев, проводят как на продольных и на поперечных, то в основном смены волн, которые можно выделить на записях при продольном профилировании, видны также и на сейсмограммах в случае поперечного профилирования. Небольшие различия в расположении смен волн на линии наблюдений связаны с поправками за «снос» сейсмических лучей при разном положении пунктов взрыва. Смены волн, идентифицированные при обоих видах съемки, ярче выражены по динамическим особенностям на поперечных профилях.

Помимо смен волн, идентифицированных на продольных и поперечных профилях, на записях, полученных на поперечных профилях, часто можно выделить смены волн, которые не видны на записях, сделанных на продольных профилях. В связи с этим при поперечном профилировании может быть выявлено большее число смен волн, чем при продольном, т. е. в более полной мере может быть выявлена скоростная неоднородность среды и проведена детальная качественная дифференциация пород по скоростям. На рис. 72 приведены сейсмограммы, полученные на одном и том же профиле, наблюдения на котором проводили как на продольном, так и на поперечном. Как видно из этих записей, идентифицированные смены волн в ряде случаев отчетливее отмечаются на записях, полученных на поперечном профиле (см. рис. 72, в). Помимо идентифицированных смен волн, здесь выделяются смены волн, в некоторых случаях довольно яркие (см. рис. 72, в, ПК 2640), которые не видны на записях, полученных на продольных профилях.

Из анализа, приведенного в предыдущих разделах настоящей главы, можно сделать некоторые выводы относительно причин большей отчетливости динамических особенностей записей на поперечных профилях по сравнению с продольными. При этом следует различать случаи, когда типы волн, зарегистрированных на продольных и на поперечных профилях, различны и тождественны.

Регистрация волн различных типов. Как указывалось в разделе 7 этой главы, при поперечном профилировании, помимо обычных преломленных волн, могут быть записаны боковые преломленные волны P_{01210} , которые принципиально нельзя зарегистрировать на продольных профилях, расположенных вкрест простирания слоев. Они резко различаются по своим динамическим особенностям от других волн, и на некотором интервале профиля

характеризуются отрицательной кажущейся скоростью (см. рис. 69, а). Поэтому при их регистрации записи, полученные на поперечных профилях, обладают яркими динамическими особенностями, которые не могут быть наблюдаемы на продольных профилях. В этих случаях динамические и кинематические особенности сейсмограмм на продольных и поперечных профилях могут быть существенно различны.

Регистрация волн одного и того же типа. Если на поперечных и продольных профилях регистрируются волны одного и того же типа, а именно обычные преломленные волны, то характер записи этих волн может быть обусловлен следующими различиями:

- 1) в величинах коэффициентов отражения и прохождения волн при падении на границы раздела вертикальных слоев под разными углами;

- 2) в изменении расстояния от ПВ до сейсмографов;

- 3) в геометрических размерах зон совместного существования обычных преломленных волн при пересечении границы раздела вертикальных слоев.

Влияние изменения расстояния от ПВ до сейсмографов на характер записей, полученных на продольных и на поперечных профилях, было рассмотрено в предыдущих разделах этой главы; остановимся на первом и третьем пунктах.

Различия в величинах коэффициентов отражения и прохождения при падении на границы раздела вертикальных слоев под разными углами. Известно, что коэффициенты отражения и прохождения волн на границе раздела двух сред зависят от угла падения. Значения коэффициентов отражения должны изменяться особенно резко при углах падения, приближающихся к предельному. Если на одном и том же участке наблюдения проводят как на продольном профиле, так и на поперечном, то волна, скользящая вдоль поверхности метаморфических пород, падает на одну и ту же границу раздела под различными углами. На продольном профиле луч образует с границей раздела угол, близкий к 90° , а на поперечном — углы, которые могут изменяться в широких пределах — от нуля до величины, близкой к 90° . За счет различий в коэффициентах отражения и прохождения волн, обусловленных несходством углов падения, возможна разница в динамических особенностях волн, регистрируемых на продольных и поперечных профилях. Следует подчеркнуть, что наблюденное в ряде случаев сходство динамических особенностей волн на записях при существенно разных углах падения волны на вертикальную границу раздела свидетельствует о том, что коэффициенты отражения и прохождения волн сравнительно мало изменяются при перемене углов падения волны.

Различия в геометрических размерах зон совместного существования обычных преломленных волн. Из рассмотрения зон совместного существования обычных преломленных волн P_{010} и P_{0120} (см. главу IX) следует, что область существования волны P_{010} над слоем со скоростью v_2 на продольном профиле больше, чем на

поперечном. Расстояния от границы раздела до начального контура волны P_{0120} и до точки, где эта волна выходит в область первых вступлений, также больше на продольном профиле, чем на поперечном (см. рис. 57). Следовательно, в случае продольного профиля зона интерференции волн P_{0120} и P_{010} расположена дальше от вертикальной границы раздела и имеет большую протяженность, чем на поперечном профиле.

Когда профиль пересекает границу раздела двух сравнительно мощных слоев, смена волн должна быть отмечена на записях, полученных на продольном и поперечном профилях. При этом, помимо различий в динамических особенностях записей за счет изменения расстояний от пункта взрыва и углов падения волны на границу раздела, возможна также разница в протяженности зоны интерференции волн P_{010} и P_{0120} .

В случае тонкого слоя со скоростью v_2 область регистрации волны P_{0120} вне зоны ее интерференции с преломленными волнами, соответствующими другим вертикальным слоям, мала. Иногда эта волна может быть зарегистрирована только в области последующих вступлений, где ее часто трудно выделить из-за интерференции с волной P_{010} . В связи с этим при корреляции сейсмограмм, полученных на продольном профиле, наличие тонкого слоя может быть пропущено. В случае корреляции сейсмограмм, полученных на поперечных профилях, волны, соответствующие тонким слоям, выделить легче, чем на записях, зарегистрированных на продольных профилях, вследствие того, что волна P_{0120} выходит в область первых вступлений ближе к границе раздела.

Отмеченная особенность корреляции волн является одной из причин того, что на поперечных профилях, как показали данные экспериментальных работ, удается выделить большее число смен волн, чем на продольных профилях. Часто смены волн расположены вдоль поперечного профиля на малых расстояниях друг от друга. Последнее свидетельствует о тонкой слоистости среды в отношении скоростей (см. рис. 67, б, 69, б, 75, б).

11. Динамические особенности записей, полученных при регистрации волн с различными преобладающими частотами

Для экспериментального решения вопроса о зависимости динамических характеристик записей от величин преобладающих частот регистрируемых волн на одних и тех же профилях при неизменных условиях возбуждения были получены записи на среднечастотной и высокочастотной сейсмических станциях при переменной фильтрующей способности аппаратуры.

Сопоставление записей, полученных на среднечастотной аппаратуре при различной фильтрующей способности. На рис. 77 приведены примеры сейсмограмм, полученных на среднечастотной станции при более высокочастотной (а) и менее высокочастотной (б) фильтрациях. Сопоставление сейсмограмм показывает, что разрешенность быстро

следующих друг за другом волн P_{01210} и $P_{0123210}$ значительно улучшается по мере перемещения максимума частотной характеристики аппаратуры в область более высоких частот и увеличения ширины полосы пропускания. На рис. 77, а полоса пропускания расширена в область высоких частот, виден довольно резкий перегиб формы кривой колебаний, соответствующий приходу волны P_{01210} . На рис. 77, б этот перегиб практически отсутствует, и волны P_{01210} и $P_{0123210}$ образуют одно длительное колебание. Таким образом, чем шире полоса пропускания аппаратуры в области высоких частот,

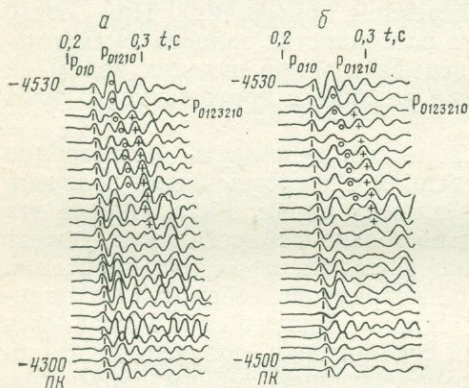


Рис. 77. Сейсмограммы, полученные при различной среднечастотной фильтрации аппаратуры

тем отчетливее видны динамические особенности записей при сменах волн и лучше разрешены волны, быстро следующие друг за другом.

Сопоставление записей, полученных на высокочастотной и среднечастотной аппаратуре. Сравнение динамических характеристик волн, зарегистрированных среднечастотными и высокочастотными станциями, было проведено на участках следующих типов:

- 1) смены волн сопровождаются сильными изменениями динамических и кинематических особенностей волн;
- 2) сменам волн сопутствуют сравнительно слабые изменения динамических характеристик при отсутствии заметных перемен кинематических особенностей;
- 3) смены волн нет.

Смены волн сопровождаются сильными изменениями динамических и кинематических особенностей волн. На рис. 78 приведены записи с отчетливыми изменениями динамических особенностей волн, соответствующими сменам обычных преломленных волн. Смены волн значительно отчетливее видны на сейсмограммах, полученных на высокочастотной аппаратуре (см. рис. 78, а). Следует заметить, что запись на среднечастотной аппаратуре получена на одной из наиболее высоких ступеней фильтрации. Особенно заметно различие в характере смен волн на ПК —4530. Эта смена отчетливо видна на записи рис. 78, а по изменению формы и амплитуды волн и наличию расходящихся осей синфазности двух волн. При более низкой ступени фильтрации среднечастотной аппаратуры смена волн, как видно из сравнения сейсмограмм, полученных на одной и той же стоянке (см. рис. 77, 78, б), почти совсем незаметна на записи.

Следовательно, смены волн, даже сопровождающиеся значительными изменениями динамических характеристик волн и нали-

нием расходящихся осей синфазности, сравнительно слабо проявляются на записях, полученных на среднечастотной аппаратуре. Такие смены без сопоставления с записями, полученными высокочастотной станцией, в некоторых случаях могут быть пропущены.

Смены волн сопровождаются слабыми изменениями динамических характеристик волн. На рис. 79 показаны сейсмограммы, записанные с помощью высокочастотной аппаратуры при различных фильтрациях и на среднечастотной аппаратуре. Смены волн не сопровождаются заметными изменениями амплитуд волн и значениями кажущихся скоростей. На рис. 79, а (высокочастотная аппаратура) заметны смены волн, на рис. 79, б (среднечастотная) не отмечается никаких изменений формы записи и смену волн выявить нельзя. Еще отчетливее смены волн видны на более высокочастотной фильтрации [29]. Следовательно, слабые изменения формы записи, не сопровождающиеся изменениями амплитуд и кажущейся скорости, не могут быть выявлены на записях, полученных на среднечастотной аппаратуре.

Для их выделения необходимо применение высокочастотных фильтров.

Смены волн отсутствуют. На рис. 80 приведены сейсмограммы, записанные с помощью высокочастотной и среднечастотной аппаратуры на внеполосном участке, который характеризуется постоянством граничной скорости. Из рис. 80, а видно, что в начальной части записи регистрируются две быстро следующие друг за другом волны, образующие интерференционное колебание с устойчивой формой записи. На рис. 80, б наблюдается одна волна, и только искаженная форма второй фазы волны указывает на наличие интерференционных явлений. Таким образом, применение высокочастотной аппаратуры позволяет более детально изучить динамические и кинематические особенности регистрируемых волн.

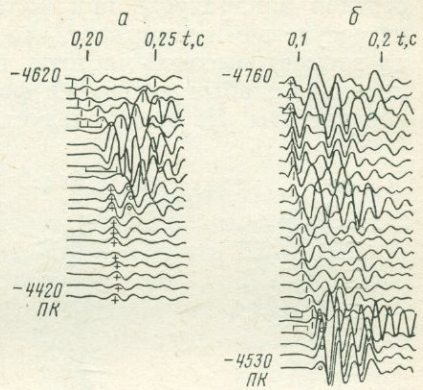


Рис. 78. Сейсмограммы, полученные с помощью высокочастотной (а) и среднечастотной (б) аппаратуры.

Скобками показаны смены волн

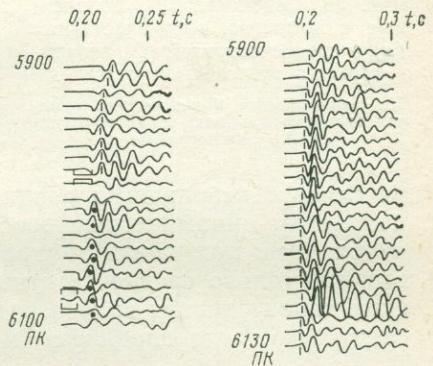


Рис. 79. Сейсмограммы, полученные с помощью высокочастотной (а) и среднечастотной (б) аппаратуры.

Скобками показаны смены волн

Корреляция волн на сейсмограммах, полученных на среднечастотной аппаратуре. Сопоставление сейсмограмм, записанных с помощью высокочастотной и среднечастотной аппаратуры, при наличии смен волн различных типов и их отсутствии показывает, что смены волн, отчетливо выраженные на записях высокой частоты, в ряде случаев обуславливают сравнительно слабые изменения формы записи на сейсмограммах средней частоты. Из этого следует, что при корреляции последних необходимо придавать значение даже

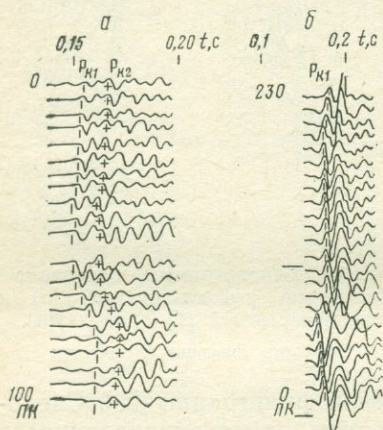


Рис. 80. Сейсмограммы, полученные с помощью высокочастотной (а) и среднечастотной (б) аппаратуры на внеполосном участке.

На сейсмограмме б черточками отмечен интервал профиля, на котором получена сейсмограмма а

весьма слабым изменением формы записи, например, некоторой растянутости формы колебаний, небольшим перегибам и т. п. Такое тщательное рассмотрение сейсмограмм иногда позволяет выявить на них сравнительно слабые смены волн, соответствующие вертикальным границам раздела.

Таким образом, только смены волн, характеризующиеся значительными изменениями динамических и кинематических особенностей волн, могут быть выделены на записях, полученных с помощью среднечастотной аппаратуры. Слабые изменения динамических характеристик волн можно уверенно выявить лишь на сейсмограммах, записанных высокочастотной станцией. Поскольку при исследовании вертикально-слоистой среды, состоящей

из слоев с небольшими различиями в упругих свойствах, слабые изменения динамических особенностей волн встречаются часто, необходимо применять аппаратуру высокой частоты. При использовании только среднечастотных фильтров изменения динамических характеристик волн в ряде случаев не будут выявлены и исследуемая среда ошибочно может быть принята за однородную.

12. Физическая природа динамических особенностей записей при сменах обычных преломленных волн

Смены обычных преломленных волн, возникающих в вертикально-слоистой среде, обусловлены различиями значений акустических жесткостей слоев. Поскольку плотности в метаморфических породах разнятся сравнительно мало, различия величин акустических жесткостей объясняются главным образом изменениями значений граничных скоростей. Для выяснения вопроса о причинах разнообразия типов смен волн и наблюдающихся при этом изменений формы и амплитуд волн проведено сопоставление динамических особен-

ностей волн с результатами определения граничных скоростей по одним и тем же профилям. Рассмотрим смены волн, характеризующиеся изменениями формы и амплитуды записи и только формы записи.

Смены волн, характеризующиеся изменениями формы и амплитуды записи. Сопоставление динамических особенностей такого типа смен волн с данными о граничных скоростях прежде всего необходимо провести для слоев с достаточно большой горизонтальной мощностью. В этом случае, во-первых, граничные скорости $v_{гр}$ в различных слоях могут быть определены достаточно устойчиво, во-вторых, на некотором интервале профиля возможно проследить волны, соответствующие разным слоям вне зоны интерференции с другими волнами, и изучить их динамические особенности. Если мощность слоев мала по сравнению с длиной волны, преломленная волна, отвечающая тонкому слою, во всей области своего существования интерферирует с волнами, отраженными от границ слоя.

Анализ данных, полученных на различных участках с глубинами, изменяющимися от нескольких метров до 150 м, показал, что при пересечении границ раздела слоев с разными граничными скоростями преломленная волна, относящаяся к слою с пониженной скоростью, характеризуется большей амплитудой, чем волна, соответствующая слою с повышенной скоростью (см. рис. 70, 74). В некоторых случаях, особенно при близком расстоянии от ПВ до границы раздела, изменение амплитуд, связанное с наличием этой границы, подчеркивается (при расположении ПВ над породами с меньшей скоростью) или маскируется (при расположении ПВ над породами с большей скоростью) за счет значительного затухания волн с изменением расстояния. Поэтому при заданном отношении граничных скоростей величина отношения амплитуд преломленных волн, зарегистрированных по обе стороны от границы раздела, может изменяться в значительных пределах в зависимости от расстояния d между ПВ и границей раздела и от поглощающих свойств среды. Однако качественно справедлива следующая закономерность: если поверхность вертикально-слоистой среды близка к горизонтальной плоскости, то при пересечении вертикальной границы раздела в случае перехода волны с поверхности вертикального слоя с повышенной скоростью на поверхность слоя с пониженной скоростью амплитуда волны возрастает. При обратном переходе амплитуда волны уменьшается. Эти изменения амплитуд заметны на записях достаточно отчетливо при отношении скоростей $v_{гр1}/v_{гр2} \geq 1,3$.

При сменах волн в случае сравнительно мощных слоев ($h/\lambda \geq 1$) форма записи иногда изменяется только вблизи границы раздела, а на некотором расстоянии от границы форма записи над различными слоями похожа, и волны различаются только по величине амплитуд. При этом изменения формы записи вблизи границы раздела можно объяснить интерференционными явлениями. Однако часто форма записи над разными слоями существенно

различна и вне зоны интерференции волн. Последнее может быть связано с изменениями в спектрах преломленных волн, соответствующих слоям с неодинаковой граничной скоростью. Примером различий формы записи волн, соответствующих сравнительно мощным слоям ($h/\lambda \approx 3$), являются сейсмограммы на рис. 70.

В тонких слоях с повышенными или пониженными граничными скоростями граничная скорость определяется неустойчиво. Динамические же особенности волн, присущие тонким слоям, как следует из экспериментальных данных, выражены значительно ярче, чем изменения времен прихода, по которым находят $v_{гр}$. Так, например, на сейсмограмме, полученной на участке, где по данным продольного профилирования граничная скорость постоянна и равна 4800 м/с, отчетливо выделяется волна, характеризующаяся повышенной интенсивностью и соответствующая сравнительно тонкому слою мощностью около 40 м. Основываясь на соответствии между динамическими особенностями волн и данными о граничных скоростях, установленном для сравнительно мощных слоев, можно только по динамическим особенностям волн выделить такие тонкие слои, которые из-за своей малой мощности не могут быть обнаружены по результатам определения скоростей. Если волну, отвечающую тонкому слою, на некотором интервале возможно выделить вне зоны ее интерференции с волнами, относящимся к соседним слоям, то по амплитудным особенностям волн может быть также качественно установлено расположение слоев с повышенной и пониженной скоростями относительно линии контакта.

Смены волн, характеризующиеся только изменением формы записи. Сопоставление динамических особенностей волн с данными о граничных скоростях показывает, что изменения формы записи, не сопровождающиеся изменениями амплитуд, встречаются преимущественно при небольших различиях в значениях граничных скоростей в контактирующих вертикальных слоях. Когда слои обладают достаточно большими мощностями и регистрируются волны сравнительно высокой частоты, то изменения формы записи наблюдаются вблизи границ раздела скоростей. Форма записи волн, соответствующих различным слоям, часто может отличаться лишь небольшими деталями. Если слои характеризуются малой горизонтальной мощностью, значительно меньшей, чем длина волны, то форма записи значительно изменяется вдоль профиля, причем характер записи типичен для интерференционной волны (например, рис. 76, б, ПК 8730—8760). В рассматриваемом случае слабой скоростной дифференциации вертикально-слоистой среды, когда изменения формы записи не сопровождаются изменениями амплитуд, по динамическим особенностям волн можно только выделить и проследить слои с различными скоростями, но определить хотя бы качественно, в каком из слоев скорость больше, не представляется возможным. Таким образом, и в случае слабой скоростной дифференциации среды ее скоростную неоднородность можно выявить путем использования динамических характеристик волн — формы записи.

На рис. 81 показан пример сейсмограммы, на которой по изменениям формы записи отчетливо видна смена волн между ПК 3160 и 3170, соответствующая контакту вертикальных слоев. По результатам определения граничных скоростей на продольном профиле эта граница раздела не была выявлена.

Приведенные экспериментальные данные о динамических особенностях волн, возникающих в вертикально-слоистой среде с резкой и со слабой скоростью дифференциацией, качественно хорошо согласуются с результатами теоретического рассмотрения (см. главу X) для случая преломления плоской волны на границе раздела двух полупространств и на границах слоя, расположенного между двумя полупространствами. Однако имеются и некоторые количественные различия между указанным теоретическим случаем и строением среды, с которым приходилось встречаться при экспериментальных работах, когда волна распространялась вдоль поверхности вертикально-слоистой среды, залегающей под покрывающим слоем. Например, при отношении граничных скоростей в контактирующих слоях $v_{гр2}/v_{гр1} = 1,4 \div 1,5$ иногда наблюдались различия в амплитудах волн, соответствующих этим слоям, значительно превосходящие разницу в амплитудах преломленной и падающей волн на границе раздела двух полупространств. Так, на сейсмограммах рис. 70, полученных по продольному профилю, отношение амплитуд волн, отвечающих слоям с $v_{гр1} = 4800$ м/с и $v_{гр2} = 4100$ м/с, равно 2,5, в то время как для случая плоских волн при преломлении на границе раздела двух полупространств $A_2/A_1 = 1,08$, если $\rho_2/\rho_1 = 1$. Этот пример показывает, что для дальнейшего развития методов интерпретации, основанных на использовании динамических особенностей преломленных волн, недостаточно пользоваться аналогией со случаем преломления падающей плоской волны на границе раздела двух полупространств. Необходимо решить динамическую задачу для преломленных волн, распространяющихся в вертикально-слоистой среде, залегающей под покрывающим слоем.

Итак, использование динамических особенностей сейсмических волн позволяет значительно полнее изучать скоростное строение вертикально-слоистых сред, чем с помощью только времен пробега волн. Основываясь на изучении динамических особенностей волн — формы записи и амплитуды, можно выявлять тонкие слои с пониженными и повышенными скоростями, обнаруживать и проследивать границы раздела вертикальных слоев, малоразличающихся по граничным скоростям. При этом исследование сред со

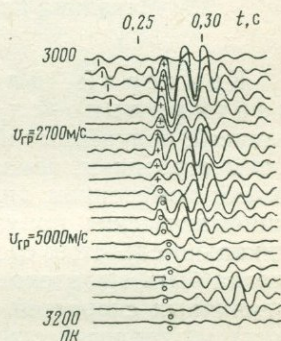


Рис. 81. Сейсмограмма, показывающая возможность выделения слоев по динамическим особенностям волн в тех случаях, когда слои не были выявлены по результатам определения граничных скоростей.

Скобкой показана смена волн

слабой скоростной дифференциацией возможно в случаях как мощных слоев, так и тонких. При решении перечисленных задач, особенно в случае исследования сред со слабой скоростной дифференциацией, слабые изменения динамических характеристик записей могут быть выявлены в достаточно отчетливой форме и использованы для интерпретации только при регистрации высокочастотных компонент волн, т. е. при применении метода высокочастотной сейсмоки.

13. Методика картирования неоднородных вертикально-слоистых сред

Критерий для распознавания неоднородных вертикально-слоистых сред. Сопоставление сейсмических записей, полученных на различных участках с известным геологическим строением, показало, что частые смены волн, характеризующиеся изменением динамических характеристик волн, а иногда и кинематических, приурочены к зонам залегания неоднородных вертикально-слоистых сред. Скоростная неоднородность сред не всегда могла быть выявлена непосредственно по результатам определения граничных скоростей. В связи с этим при дальнейших исследованиях на геологически не изученных площадях поиски и картирование вертикально-слоистых сред были основаны главным образом на использовании изменений динамических и кинематических характеристик волн.

Для этого на карту сейсмических профилей условными обозначениями наносят смены волн различных типов, а также зоны, где наблюдаются некоторые другие особенности сейсмических записей, например отрицательная кажущаяся скорость первой или последующих волн и др. Смены волн и другие характеристики записей, не отмечающиеся на участках, где преломляющая среда однородна, назовем сейсмическими аномальными признаками. На каждом из профилей отмечают границы одной или нескольких зон, где наблюдаются аномальные признаки, и путем интерполяции между профилями проводят контуры аномальных зон. Эти сейсмические аномальные зоны и представляют собой участки, соответствующие вертикально-слоистой среде. Пример карты сейсмических аномальных зон показан на рис. 82. Карта была получена при работах на геологически не исследованной площади. Последующее бурение в ряде точек подтвердило, что сейсмическая аномальная зона соответствует полосе вертикально-слоистых сланцев и железистых пород.

При определении контуров аномальных зон, помимо смен волн, следует также использовать данные о граничных скоростях и особенностях формы рельефа поверхности вертикально-слоистых пород. Значительные изменения величин граничных скоростей и сложные формы рельефа поверхности вертикально-слоистой среды также являются критериями для выявления зон распространения неоднородных вертикально-слоистых пород. Однако отсутствие

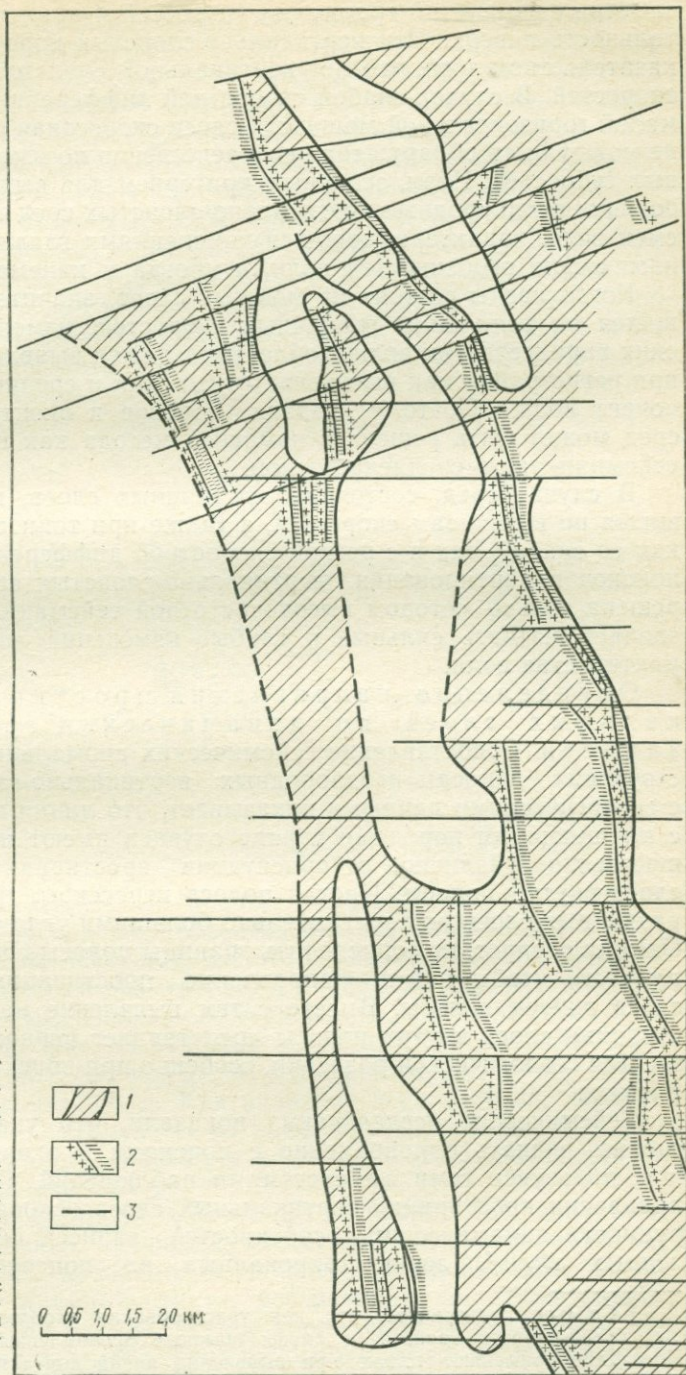


Рис. 82. Фрагмент карты сейсмических аномальных зон.

1 — контуры сейсмических аномальных зон (пунктиром показаны контуры, полученные путем интерполяции); 2 — граница раздела вертикальных слоев с повышенными (плюсы) и пониженными (минусы) скоростями; 3 — профили

заметных изменений граничных скоростей и практическая горизонтальность поверхности вертикально-слоистых пород не служат доказательством того, что нет вертикальной слоистости в отношении скоростей. В случае слабой скоростной дифференциации среды или малой горизонтальной мощности слоев скоростная слоистость часто не может быть обнаружена непосредственно по измерениям граничных скоростей. Итак, основным критерием для выявления и картирования неоднородных вертикально-слоистых сред является наличие смен волн, характеризующихся изменениями главным образом динамических особенностей волн, а иногда и кинематических.

Когда среды состоят из мощных слоев, значительно различающихся по величинам граничных скоростей, изменения динамических характеристик волн в областях их смен выявляются отчетливо при регистрации как высокочастотных, так и среднечастотных компонент волн. Поэтому задача поисков и оконтуривания таких сред может быть решена с помощью метода как высокочастотной сейсмоки, так и среднечастотной.

В случае сред, состоящих из мощных слоев, мало различающихся по величинам скоростей, а также при тонкостроистых средах как со слабой, так и с резкой скоростной дифференциацией задача поисков и картирования вертикально-слоистых сред может быть решена только методом высокочастотной сейсмоки. Последний позволяет выявить сильные и слабые изменения динамических характеристик волн.

Определение направления простирания вертикальных слоев по динамическим особенностям записей. Сопоставление сейсмических аномальных зон, соответствующих полосам неоднородных вертикально-слоистых пород, с геологическими данными показывает, что линии контактов полос с вмещающими породами в ряде случаев имеют направление, существенно различное от ориентации простирания вертикальных слоев внутри полосы. Иногда полоса пересекает границы раздела различных слоев под сравнительно большими углами (см. рис. 82). Отсюда следует, что определить границы полосы еще недостаточно, для того чтобы найти направление простирания вертикальных слоев внутри полосы. Вместе с тем выявление направления простирания слоев внутри полосы представляет первостепенный интерес для геологической разведки, особенно при поисках рудных ископаемых.

Сейсмические исследования показали, что указанную задачу можно решать одновременно с поисками и оконтуриванием полос, пользуясь теми же системами наблюдений. Определение направления простирания вертикальных слоев основано на коррелируемости динамических особенностей записей обычных преломленных волн¹, зарегистрированных на поперечных профилях,

¹ Следует подчеркнуть, что для трассирования используют смены обычных преломленных волн, а не смены обычных преломленных волн боковыми. Последние применяют только при выявлении линий контактов, а не с целью прослеживания, так как линии смен и контактов не совпадают (см. главу IX).

наблюдения на которых проводили при различных пунктах взрыва. На разных поперечных профилях, пересекающих одну и ту же вертикальную границу раздела двух сред, динамические характеристики записей сохраняются сходными, а в ряде случаев тождественными. Так, например, если на одном из профилей волна, зарегистрированная по одну сторону от линии контакта, характеризуется более высокой преобладающей частотой и меньшей амплитудой, чем волна по другую сторону от этой линии, то такое же соотношение преобладающих частот и амплитуд наблюдается на нескольких поперечных профилях, пересекающих ту же границу раздела.

В ряде случаев при переходе от одного профиля к другому повторяются детали формы записи каждой из волн отдельно и интерференционной волны. В связи с этим тип смены волн часто

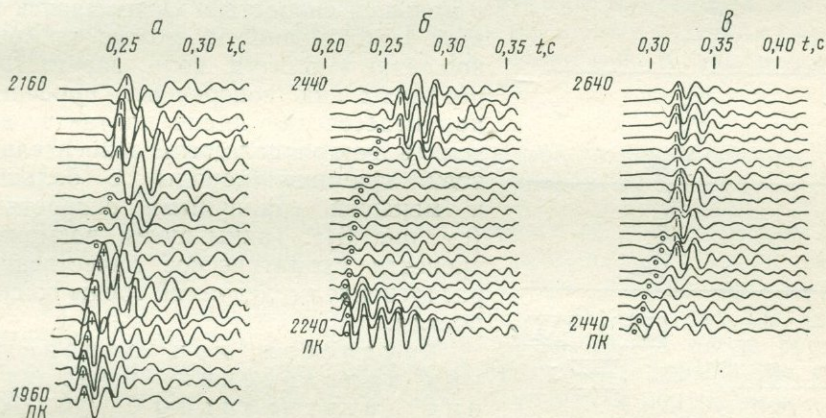


Рис. 83. Сейсмограммы, полученные на соседних параллельных поперечных профилях с коррелирующимися динамическими особенностями записей

сохраняется неизменным на разных профилях. Иногда остаются теми же только основные динамические особенности сменяющих друг друга волн, но некоторые детали волновой картины исчезают. Например, изменяются размеры зоны интерференции или величина отношения амплитуд волн по обе стороны от линии контакта. В качестве примера на рис. 83 показано несколько сейсмограмм, полученных на параллельных поперечных профилях, отстоящих друг от друга на расстоянии 900 м. Как видно из этих записей, характер смены волн хорошо сохраняется от одного профиля к другому, хотя и имеются некоторые различия в соотношениях интенсивности волн, сменяющих друг друга.

Коррелируя и картируя однотипные особенности записей, полученных на различных профилях, можно определить границы вертикальных слоев, с которыми связано возникновение этих особенностей. Пример линии контакта, построенной по сейсмограммам рис. 83, показан на рис. 84. Путем корреляции особенностей, наблюдающихся в различных местах одного и того же профиля, можно определить направление простирания вертикальных границ

раздела в многослойной вертикально-слоистой среде, а также на всем участке съемки. На рис. 82 показаны направления простира- ния различных вертикальных границ раздела, прослеженных внутри полосы сланцев и железистых пород.

Определение положения слоев с большей и мень- шей скоростями относительно линии вертикаль- ного контакта. Сопоставление динамических особенностей записей и величин граничных скоростей, определенных по продоль- ным профилям (см. разделы 8 и 12 настоящей главы), показало, что в большинстве случаев амплитуда преломленной волны, соот- ветствующей поверхности

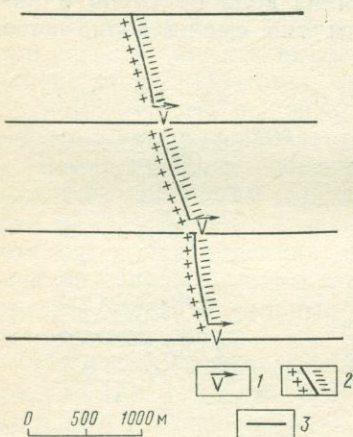


Рис. 84. Линия контакта вер- тикальных слоев, построенная путем корреляции динамиче- ских особенностей преломлен- ных волн, зарегистрированных на рис. 83.

1 — смены волн (стрелка показы- вает направление увеличения ам- плитуды волны); 2 — граница раз- дела вертикальных слоев с повы- шенными (плюсы) и пониженными (минусы) скоростями; 3 — профили

профилями могут изменяться величины скоростей в контактирую- щих слоях, так как в некоторых метаморфических породах скорости меняются в сравнительно больших пределах. Кроме того, возможны некоторые изменения направления простира- ния слоев, в связи с чем профили и ПВ, при которых про- водили наблюдения, будут расположены различным образом относительно линии контакта. Отмеченные обстоятельства могут обусловить изменения характера аномальных динамических признаков при переходе от одного профиля к другому. В результате этого аномальные признаки не всегда можно уве- ренно коррелировать. В таких случаях необходима более густая

направления простира- ния вертикальных слоев. Основываясь на этой закономерности, можно по соот- ношению амплитуд волн, зарегистри- рованных на поперечных профилях при пересечении линии контакта, вы- яснить, как расположены относительно этой границы породы с большей и меньшей граничными скоростями (см. рис. 84). Таким путем возможно провести схематическое качественное расчленение исследуемой среды по скоростям.

Трудности при определе- нии направления простира- ния вертикальных слоев. В тех случаях, когда выявление направ- ления простираения слоев внутри по- лосы неоднородных вертикально-слои- стых пород проводится одновременно с их поисками и картированием, часто встречаются трудности, обусловленные тем, что при поисках полос расстояния между профилями принимают сравни- тельно большими — нескольких сотен метров. При таких интервалах между

сеть профилей. При уменьшении расстояний между профилями можно проследить постепенные изменения аномальных признаков, соответствующих одной и той же линии контакта.

Когда сеть профилей редкая, удается уверенно трассировать смены волн, соответствующие границам раздела слоев с устойчивыми граничными скоростями и выдержанным направлением простираия. Поскольку условия постоянства граничных скоростей и сохранения направления простираия слоев соблюдаются часто лишь на сравнительно небольших участках, при редкой сети профилей линии контакта прослеживают на относительно небольшом протяжении. Тем не менее, даже при коротких интервалах коррелируемости динамических особенностей записей, отмеченных на различных профилях, такое трассирование проводить целесообразно, так как оно позволяет определить преобладающее направление простираия вертикальных слоев на разных участках съемки и выявить зоны, где происходят их изменения. К таким зонам часто приурочены рудные месторождения.

14. Методика составления карт пластов по динамическим особенностям преломленных волн

Составление карт пластов, выделенных по динамическим характеристикам сейсмических записей, представляет собой дальнейшее развитие методики корреляции особенностей, прослеженных на различных профилях, которая была разработана для определения направления простираия вертикальных слоев внутри неоднородной полосы (см. раздел 13 настоящей главы). Как указывалось выше, с целью детального расчленения вертикально-слоистой среды применяли специальные системы детального трассирования. Для составления пластовых карт производят корреляцию динамических и кинематических особенностей записей обычных преломленных волн, полученных на различных поперечных профилях, входящих в системы детального трассирования, а также корреляцию кинематических и динамических годографов волн. В результате выделяют участки, имеющие однотипные динамические и кинематические характеристики волн. Эти участки и места смен волн наносят на схему профилей. При большой глубине преломляющей границы их следует давать с учетом сейсмического «сноса» [63]. Соединяя на различных профилях границы участков, на которых зарегистрированы волны с однотипными характеристиками, оконтуривают слои, которым эти волны соответствуют.

При корреляции волн, полученных в системах детального трассирования, отмечают следующие случаи.

1. Динамические особенности записей, соответствующих одним и тем же слоям, и характер смены волн, относящихся к границам этих слоев, на большом протяжении остаются неизменными. Это свидетельствует о постоянстве соотношения акустических жесткостей и поглощающих свойств в рассматриваемых слоях и среде, контактирующей с ними. Пример группы хорошо коррелирующихся

записей, полученных в системе детального трассирования, приведен на рис. 85.

2. Динамические особенности сейсмограмм, соответствующих одним и тем же слоям, и характер смены волн, отвечающих границам этих слоев, постепенно изменяются с переменой расстояния. В частности, иногда изменяется соотношение амплитуд волн, относящихся к двум соседним слоям. Это может быть связано с постепенным изменением акустических жесткостей слоев вдоль их простираия. В тех случаях, когда расстояния между отдельными профилями в системе детального трассирования приняты сравнительно небольшими, возможно проследить эти изменения динамических характеристик волн. В случае менее детальной системы профилей идентификация слоев при наличии постепенных изменений их свойств не всегда возможна.

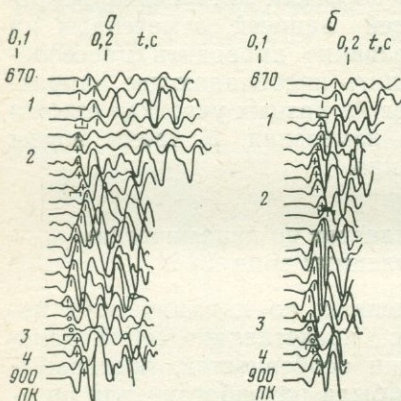


Рис. 85. Сейсмограммы, полученные на двух профилях системы детального трассирования с хорошо коррелирующимися динамическими особенностями волн.

Наблюдения проведены в районе с известным геологическим строением; трассы сейсмограммы расположены над: углистыми сланцами (1), кварцитами (2), слюдястыми сланцами (3), окварцованными роговиками (4)

3. Динамические особенности волн резко изменяются при переходе от одного профиля к другому — волны исчезают, или появляются новые волны с существенно иными динамическими и кинематическими характеристиками. Это указывает на наличие нарушений в характере залегания слоев — выклинивание, появление в разрезе новых слоев и т. п. Иногда участки, где часто изменяются динамические характеристики волн, может иметь достаточно большую протяженность и наблюдаться на ряде профилей. В этих случаях путем выделения и оконтуривания плохо прослеживающихся прерывистых пластов

можно закартировать всю нарушенную зону. Нередко такие участки представляют собой тектонически нарушенные зоны, которые могут быть перспективны в отношении поисков различных рудных месторождений.

На рис. 86 показан пример карты пластов, составленной по динамическим особенностям волн при работах методом высокочастотной сейсмики. Работы проводили на участке, где крутонаклонные слои метаморфических пород залегали под осадочными породами на глубинах $H=20 \div 70$ м, причем резкие изменения рельефа поверхности метаморфических пород отсутствовали. Горизонтальные мощности пластов h , выделенные по динамическим особенностям волн, составляют преимущественно 20—50 м, преобладающие частоты регистрируемых волн $f=80 \div 100$ Гц, преобладающие граничные скорости $v_{гр}=4000 \div 5000$ м/с, следовательно,

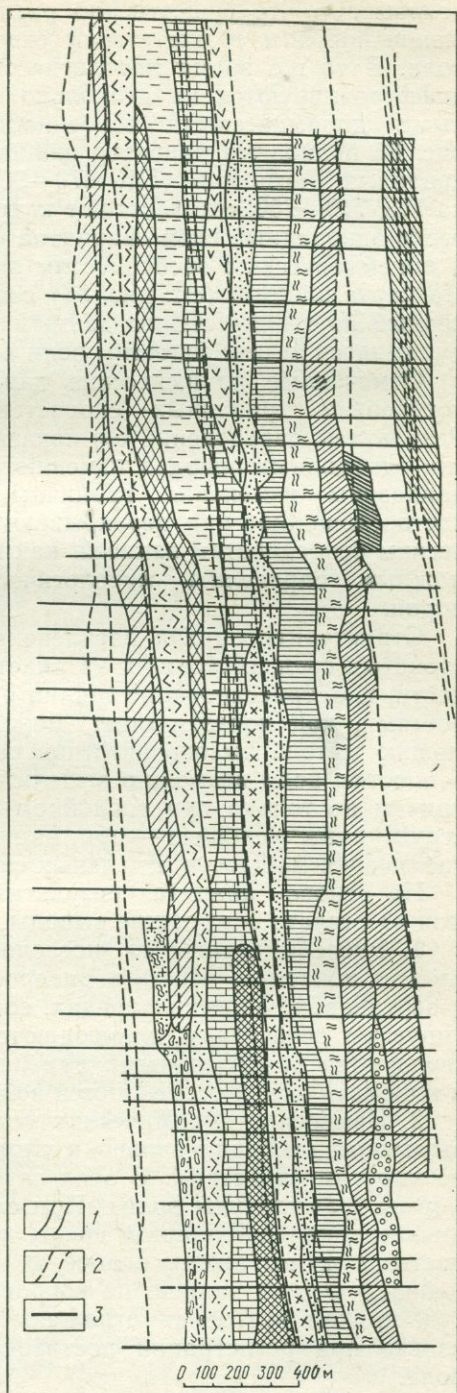
преобладающие длины волн равны 40—60 м. Отношение $h/\lambda = 0,5 \div 1,0$.

Карта получена на участке с известным геологическим строением, что позволило сопоставить сейсмические и геологические данные. Из сравнения видно, что направления простираения слоев, определенные по динамическим особенностям сейсмических волн и геологическим материалам, в основных чертах сходятся. Значительная извилистость границ раздела вертикальных слоев, выявленных сейсмическим методом, может быть объяснена главным образом большей густотой сети сейсмических профилей сравнительно с сетью геологических профилей. Это позволило выявить такие детали формы границ, которые не могут быть обнаружены при более редкой сети профилей.

Решение структурных и литологических задач при расчленении вертикально-слоистых сред по динамическим особенностям записей. Сравнение сейсмограмм, полученных по системам детального трассирования, и составленных по ним пластовых карт с геологическими данными

Рис. 86. Карта пластов, выделенных по динамическим особенностям преломленных волн.

1 — границы различных пластов, прослеженные по сейсмическим данным с однотипными сейсмическими характеристиками; 2 — границы пластов, выделенных по геологическим данным; 3 — профили; разными условными обозначениями показаны пласты различного литологического состава криворожской свиты; без условных обозначений даны границы пластов, литологическая характеристика которых не установлена



показывает, что существенно различным в литологическом отношении породам соответствуют сходные динамические особенности волн. В то же время литологически однородные породы нередко дифференцируются на несколько слоев, характеризующихся разными динамическими особенностями волн. Так, например, из рис. 85 видно, что характер записи на участках залегания окварцованных роговиков (ПК 870—900) похож на характер записи на ПК 710—750, где залегают кварциты. В то же время литологически однородный слой кварцитов (ПК 710—840) по динамическим и кинематическим особенностям записи разделяется на два слоя. На карте пластов (см. рис. 86) слой железистых роговиков, выделенный по геологическим данным (слой *a*), дифференцируется по динамическим особенностям волн на три слоя, а местами на четыре.

Отмеченные динамические характеристики волн обусловлены поведением граничных скоростей в метаморфических породах. Результаты определения $v_{гг}$ показали, что скорости в литологически однородных породах изменяются в широких пределах, причем диапазоны изменения граничных скоростей в разных породах часто совпадают или перекрываются. Таким образом, по динамическим особенностям записей, как правило, не представляется возможным определить литологический состав метаморфических пород.

Структурная задача расчленения многослойных вертикально-слоистых сред, состоящих из пластов малой горизонтальной мощности, т. е. трассирование границ раздела слоев с различными скоростями, как показал опыт, может быть успешно решена с помощью метода высокочастотной сейсмики. По динамическим особенностям волн возможно выделить и проследить различные слои, причем не только при спокойном их залегании, но и в сложных структурных условиях — при наличии поворотов (см. рис. 82), увеличении мощности отдельных слоев и тектонических нарушений.

На основе анализа результатов проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

1. Экспериментальные исследования, описанные в настоящей главе, показали, что при распространении преломленных волн в вертикально-слоистых средах, состоящих из слоев с различными упругими свойствами, наблюдаются смены волн, которые характеризуются значительными изменениями динамических, а иногда и кинематических особенностей волн.

2. Изменения динамических характеристик волн при их сменах выражены особенно сильно в слоях, значительно различающихся по упругим свойствам. В этих случаях наблюдаются изменения и формы и амплитуды волн. При слабой скоростной дифференциации вертикально-слоистой среды изменения динамических особенностей волн выражены слабее. В основном отмечают только изменения формы записи, не сопровождающиеся переменной амплитудой, причем часто они отражены слабо и могут быть выявлены только при регистрации достаточно высокочастотных компонент волн.

3. Сопоставление динамических характеристик преломленных волн, соответствующих вертикально-слоистым средам, с результатами определения граничных скоростей показывает, что динамические особенности записей являются значительно более чувствительным индикатором существования скоростной неоднородности среды, чем кинематические характеристики волн — времена пробега и определяемые по ним граничные скорости. На основании изучения динамических характеристик волн выявлены тонкие слои с пониженными и повышенными скоростями и выделены границы раздела как мощных, так и тонких слоев, малоразличающихся по упругим свойствам. Решение этих задач с помощью методов, основанных только на изучении граничных скоростей, часто практически невозможно из-за недостаточной устойчивости нахождения скоростей в тонких слоях, а также вследствие того, что различия в значениях скоростей в разных вертикальных слоях находятся в пределах точности их определения. Поэтому при изучении неоднородных вертикально-слоистых сред основными критериями, на которых базируется их выделение и прослеживание среди однородных сред, являются изменения динамических характеристик волн.

4. В результате проведенных исследований разработана специальная методика наблюдений, при которой динамические характеристики волн могут быть выявлены на сейсмических записях в наиболее отчетливой форме. Эта методика основана на применении главным образом различных модификаций поперечного профилирования и площадной съемки при одном общем пункте взрыва. Продольное профилирование в случае изучения вертикально-слоистых сред, состоящих из тонких слоев, играет вспомогательную роль.

5. Разработана методика качественной интерпретации динамических характеристик волн, основанная на их картировании и прослеживании однотипных динамических особенностей записей и смен волн от профиля к профилю.

6. На основе использования динамических характеристик волн можно решать следующие задачи при изучении вертикально-слоистых сред, залегающих на некоторой глубине под покрывающими их породами:

а) проводить поиски участков залегания неоднородной вертикально-слоистой среды и оконтуривать их среди однородных пород;

б) определять преобладающее направление простирания вертикальных слоев;

в) детально расчленять вертикально-слоистую среду, т. е. выделять внутри нее и прослеживать отдельные слои; часто слои могут быть сравнительно тонкими и иметь горизонтальную мощность 20—30 м.

7. При поисках неоднородных вертикально-слоистых сред и трассирования отдельных вертикальных границ в средах с достаточно резкой скоростной дифференциацией можно пользоваться методом как высокочастотной сейсмоки, так и среднечастотной

сеймики, поскольку изменения динамических особенностей волн в указанных средах четкие. В случае трассирования отдельных границ раздела в средах со слабой скоростной дифференциацией необходимо применять метод высокочастотной сеймики, так как наблюдающиеся в этих средах слабые изменения динамических характеристик волн часто не могут быть выявлены при регистрации средних частот (30—60 Гц). Для детального расчленения вертикально-слоистых сред, состоящих из слоев с небольшой горизонтальной мощностью, как при слабой, так и при резкой скоростной дифференциации следует применять метод высокочастотной сеймики. Это необходимо, чтобы уменьшить размеры зон интерференции волн, соответствующих различным тонким слоям, и выявить изменения динамических особенностей волн при переходе от одного слоя к другому в более четкой форме.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РЕШЕНИЯ ПРЯМЫХ И ОБРАТНЫХ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Четвертая часть посвящена решению кинематических задач для следующих типов волн: дифрагированных, отраженных и преломленных. В связи с развитием вычислительной техники приобрели актуальность некоторые теоретические приводимые ниже результаты исследований, которые позволяют создать простые алгоритмы пространственной интерпретации на ЭВМ.

Глава XII

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ КИНЕМАТИКИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДИФРАГИРОВАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

В настоящей главе рассмотрен для трехмерного случая метод определения годографа дифрагированных волн, возникающих в первой среде при падении на дифрагирующее ребро волн различных типов (прямой, преломленной или отраженной). С помощью этого метода рассчитан поверхностный годограф дифрагированных волн для одного случая, часто встречающегося в сейсморазведочной практике. Анализ полученного годографа позволяет установить некоторые критерии для распознавания дифрагированных волн среди отраженных.

1. Метод расчета годографа дифрагированных волн

Типы дифрагированных волн. Дифрагированные волны могут быть разных типов в зависимости от того, какие волны — прямые, преломленные или отраженные — падают на дифрагирующее ребро S . Условимся называть волну, возникающую при падении на ребро S прямой волны, дифрагированной (рис. 87). Волну, образующуюся при падении на ребро S преломленной или отраженной волны, будем называть соответственно преломленно-дифрагированной или отраженно-дифрагированной.

Метод решения задачи. Согласно определению явления дифракции дифрагированные колебания могут распространяться от точки падения волны на дифрагирующее ребро по всем направлениям. Однако так же, как и для других типов волн, например

для отраженных или преломленных, можно полагать, что наибольшей энергией будут обладать те из дифрагированных колебаний, траектории распространения которых удовлетворяют условиям стационарности времени пробега по сравнению с другими возможными перемещениями (принцип Ферма). Исходя из этого предположения, для определения годографа дифрагированных волн воспользуемся методом, основанным на нахождении траектории лучей, удовлетворяющих принципу Ферма, и на вычислении времен пробега вдоль этих траекторий.

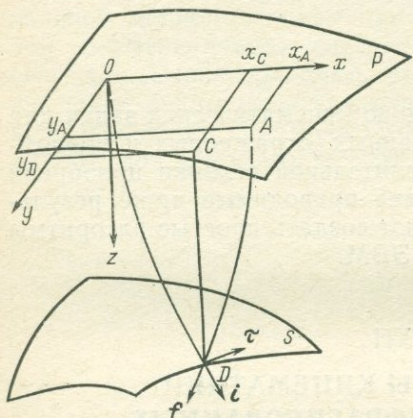


Рис. 87. Схема хода лучей дифрагированной волны.

OD — падающий луч; DA — луч, дифрагированный от линии S

где

$$\left. \begin{aligned} y_i &= y_i(x) \\ z_i &= z_i(x) \end{aligned} \right\} \text{— траектория падающего луча;}$$

$$\left. \begin{aligned} y_f &= y_f(x) \\ z_f &= z_f(x) \end{aligned} \right\} \text{— траектория дифрагированного луча;}$$

y_i, z_i, y_f, z_f — производные указанных величин; v_i, v_f — скорости соответственно вдоль падающего и дифрагированного лучей.

Первый интеграл, входящий в сумму (123), представляет собой время пробега прямой волны от источника колебаний O до точки D дифрагирующего ребра S , а второй — от точки D до приемника A .

В случае преломленно-дифрагированных волн траектории лучей должны удовлетворять условиям стационарности суммы трех интегралов

$$t = \int_0^M \frac{\sqrt{1 + y_f'^2 + z_f'^2}}{v_i(x, y, z)} dx + \int_M^D \frac{\sqrt{1 + y_k'^2 + z_k'^2}}{v_k(x, y, z)} dx + \int_D^A \frac{\sqrt{1 + y_f'^2 + z_f'^2}}{v_f(x, y, z)} dx, \quad (124)$$

Определение траекторий лучей. В случае дифрагированной волны эта задача сводится к расчету траекторий, удовлетворяющих условиям стационарности суммы двух интегралов (см. рис. 87).

$$t = \int_0^D \frac{\sqrt{1 + y_i'^2 + z_i'^2}}{v_i(x, y, z)} dx + \int_D^A \frac{\sqrt{1 + y_f'^2 + z_f'^2}}{v_f(x, y, z)} dx, \quad (123)$$

где v_i и v_f — скорости в первой среде соответственно вдоль падающего и дифрагированного лучей; v_k — скорость во второй среде вдоль преломленного луча; кривые $y_m = y_m(x)$, $z_m = z_m(x)$ ($m = i, k, f$) — траектории различных лучей.

При отраженно-дифрагированной волне траектории лучей также должны удовлетворять условиям стационарности суммы интегралов вида (123), но в этом случае величина v_k означает скорость вдоль отраженного луча, а $y_k = y_k(x)$, $z_k = z_k(x)$ — линия перемещения отраженного луча.

Во всех указанных выше случаях определение траекторий лучей сводится к решению различных разрывных вариационных задач. Пользуясь методами вариационного исчисления, можно показать, что линии перемещения лучей должны удовлетворять следующим условиям.

Необходимо, чтобы траектория лучей в каждой из сред представляла общий интеграл системы дифференциальных уравнений Эйлера

$$\begin{aligned} \frac{\partial F}{\partial y} - \frac{d}{dx} \frac{\partial F}{\partial y'} &= 0; \\ \frac{\partial F}{\partial z} - \frac{d}{dx} \frac{\partial F}{\partial z'} &= 0, \end{aligned} \quad (125)$$

где

$$F = \frac{\sqrt{1 + y'^2 + z'^2}}{v}.$$

Для выполнения условия стационарности времени t в точках M отражения или преломления и D дифракции должны соблюдаться некоторые дополнительные условия. Для точек M они представляют собой известный закон отражения или преломления. Остается определить условия, которые должны быть выполнены в точках D дифрагирующего ребра, в которых проходящий луч (в одних случаях это может быть падающий луч, в других случаях — проходящий или скользящий) пересекается с дифрагированным лучом.

Условия на дифрагирующем ребре. Пусть дифрагирующее ребро представляет собой непрерывную пространственную кривую произвольной формы с непрерывно изменяющейся касательной. Уравнение этой кривой можно представить в виде системы уравнений двух поверхностей

$$\begin{aligned} \omega(x, y, z) &= 0; \\ \psi(x, y, z) &= 0. \end{aligned} \quad (126)$$

Рассмотрим случай, когда на дифрагирующее ребро падает прямая волна, возбужденная источником O . Если траектории $y_i = y_i(x)$, $z_i = z_i(x)$ и $y_f = y_f(x)$, $z_f = z_f(x)$ удовлетворяют условиям стационарности времени t , то вариация δt равна нулю. Варьируя

сумму интегралов (123) и учитывая, что в точке D вариации обеих ветвей экстремали должны быть равными, т. е.

$$\delta(y_i)_D = \delta(y_f)_D = \delta y_D; \quad \delta(z_i)_D = \delta(z_f)_D = \delta z_D,$$

получим следующее равенство:

$$\begin{aligned} & \left(\frac{1}{v_i \sqrt{1 + v_i'^2 + z_i'^2}} - \frac{1}{v_f \sqrt{1 + y_f'^2 + z_f'^2}} \right) \delta x_D + \\ & + \left(\frac{y_i'}{v_i \sqrt{1 + y_i'^2 + z_i'^2}} - \frac{y_f'}{v_f \sqrt{1 + y_f'^2 + z_f'^2}} \right) \delta y_D + \\ & + \left(\frac{z_i'}{v_i \sqrt{1 + y_i'^2 + z_i'^2}} - \frac{z_f'}{v_f \sqrt{1 + y_f'^2 + z_f'^2}} \right) \delta z_D = 0. \end{aligned} \quad (127)$$

Вариации δx_D , δy_D и δz_D должны также удовлетворять равенствам, получающимся путем варьирования уравнений (123)

$$\begin{aligned} & \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \right)_D \delta x_D + \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} \right)_D \delta y_D + \left(\frac{\partial \omega}{\partial z} \right)_D \delta z_D = 0; \\ & \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} \right)_D \delta x_D + \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right)_D \delta y_D + \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_D \delta z_D = 0. \end{aligned} \quad (128)$$

Так как величины δx_D , δy_D и δz_D могут принимать значения, отличающиеся от нуля, то определитель системы однородных уравнений, состоящей из уравнений (127) и (128), должен быть равен нулю. Составляя определитель и затем раскрывая его по минорам, получим:

$$\begin{aligned} & \left(\frac{1}{v_i \sqrt{1 + y_i'^2 + z_i'^2}} - \frac{1}{v_f \sqrt{1 + y_f'^2 + z_f'^2}} \right) \begin{vmatrix} \frac{\partial \omega}{\partial y} & \frac{\partial \omega}{\partial z} \\ \frac{\partial \psi}{\partial y} & \frac{\partial \psi}{\partial z} \end{vmatrix}_D + \\ & + \left(\frac{y_i'}{v_i \sqrt{1 + y_i'^2 + z_i'^2}} - \frac{y_f'}{v_f \sqrt{1 + y_f'^2 + z_f'^2}} \right) \begin{vmatrix} \frac{\partial \omega}{\partial z} & \frac{\partial \omega}{\partial x} \\ \frac{\partial \psi}{\partial z} & \frac{\partial \psi}{\partial x} \end{vmatrix}_D + \\ & + \left(\frac{z_f'}{v_i \sqrt{1 + y_i'^2 + z_i'^2}} - \frac{z_f'}{v_f \sqrt{1 + y_f'^2 + z_f'^2}} \right) \begin{vmatrix} \frac{\partial \omega}{\partial x} & \frac{\partial \omega}{\partial y} \\ \frac{\partial \psi}{\partial x} & \frac{\partial \psi}{\partial y} \end{vmatrix}_D = 0. \end{aligned} \quad (129)$$

Определители

$$\begin{vmatrix} \frac{\partial \omega}{\partial y} & \frac{\partial \omega}{\partial z} \\ \frac{\partial \psi}{\partial y} & \frac{\partial \psi}{\partial z} \end{vmatrix}_D, \quad \begin{vmatrix} \frac{\partial \omega}{\partial z} & \frac{\partial \omega}{\partial x} \\ \frac{\partial \psi}{\partial z} & \frac{\partial \psi}{\partial x} \end{vmatrix}_D \quad \text{и} \quad \begin{vmatrix} \frac{\partial \omega}{\partial x} & \frac{\partial \omega}{\partial y} \\ \frac{\partial \psi}{\partial x} & \frac{\partial \psi}{\partial y} \end{vmatrix}_D$$

пропорциональны направляющим косинусам касательной к ребру S в точке D ; величины $\left(\frac{1}{\sqrt{1+(y'_i)^2+(z'_i)^2}}\right)_D$, $\left(\frac{y'_i}{\sqrt{1+(y'_i)^2+(z'_i)^2}}\right)_D$

и $\left(\frac{z'_i}{\sqrt{1+(y'_i)^2+(z'_i)^2}}\right)_D$ — направляющие косинусы касательной

к падающему лучу в точке D ;

$\left(\frac{-1}{\sqrt{1+(y'_f)^2+(z'_f)^2}}\right)_D$, $\left(\frac{-y'_f}{\sqrt{1+(y'_f)^2+(z'_f)^2}}\right)_D$ и $\left(\frac{-z'_f}{\sqrt{1+(y'_f)^2+(z'_f)^2}}\right)_D$ — то же, к

дифрагированному лучу в той же точке.

Если ввести единичные векторы i, f, τ , имеющие направления касательных соответственно к падающему, дифрагированному лучам и к кривой S в точке D (см. рис. 87), то уравнение (129) можно представить в виде

$$\frac{\cos(i, \tau)}{v_i} = -\frac{\cos(f, \tau)}{v_f} \quad (130)$$

или в векторной форме

$$\left(\frac{i}{v_i} + \frac{f}{v_f}, \tau\right) = 0. \quad (131)$$

Из формулы (131) видно, что вектор, представляющий собой геометрическую сумму векторов i/v_i и f/v_f , является нормалью к линии S

$$\frac{i}{v_i} + \frac{f}{v_f} = n. \quad (132)$$

Формула (130) или (132) выражает основной закон, соблюдающийся при явлениях дифракции, и внешне имеет такой же вид, как закон отражения от некоторой поверхности R . Однако здесь имеется следующее существенное различие. В каждой регулярной точке поверхности существует только одна нормаль n и, следовательно, один отраженный луч, а в каждой регулярной точке кривой S бесконечное число нормалей и, значит, бесконечное число дифрагированных лучей.

В том случае, когда вектор i (см. рис. 87) не является нормалью к ребру S в точке D , касательные f к дифрагированным лучам в этой точке образуют коническую поверхность с осью, имеющей направление касательной τ к ребру S . Если вектор i нормален к ребру S , то конус касательных f к дифрагированным лучам вырождается в плоскость.

При преломленно-дифрагированной или отраженно-дифрагированной волне условие в точке D примет следующий вид:

$$\frac{\cos(k, \tau)}{v_k} = \frac{\cos(f, \tau)}{v_f}, \quad (133)$$

где k — единичный вектор, имеющий направление преломленного или отраженного луча в точке D .

Подсчет числа неизвестных при определении траекторий лучей. Задача определения траекторий распространения дифрагированной волны содержит девять неизвестных — восемь произвольных постоянных C_1, C_2, \dots, C_8 интегрирования двух систем уравнений Эйлера и координату x_D точки дифракции. Для определения этих неизвестных следует воспользоваться двумя условиями прохождения экстремали через точку O (см. рис. 87), двумя условиями ее прохождения через точку наблюдения A , четырьмя условиями в точке D типа (123) и уравнением (130). При преломленно-дифрагированных или отраженно-дифрагированных волнах задача выяснения траекторий лучей содержит 14 неизвестных, для нахождения которых может быть составлена система из 14 уравнений.

Системы уравнений, образованные для определения траекторий распространения различных дифрагированных волн, в одних случаях могут иметь единственное решение, в других — несколько, в третьих — совсем их не иметь. В последнем случае можно ожидать, что интенсивность дифрагированных волн будет мала. Если система уравнений имеет несколько решений, то у годографа дифрагированных волн могут быть особые точки или линии (например, ребра возврата), либо он будет состоять из ряда отдельных поверхностей, как это иногда бывает при преломленных волнах [11].

Определение поверхностного годографа. После того как определены траектории лучей, можно, пользуясь формулой (123), вычислить время прихода волны к некоторой точке A (x_A, y_A) наблюдений. Если принять затем величины x_A и y_A за независимые переменные, возможно вычислить уравнение поверхностного годографа $t = t(x_A, y_A)$.

2. Определение годографа волн, дифрагированных от горизонтальной линии

Пользуясь методом, описанным в разделе 1 настоящей главы, рассчитаем годограф дифрагированных волн для частного случая, представляющего интерес при сейсмической разведке. Пусть на глубине H залегает горизонтальная граница раздела, ограниченная линией $x = x_0, z = H$, вдоль которой она пересекается с некоторой наклонной или вертикальной плоскостью (наклонный или вертикальный сброс). Источник колебаний O помещен в начало координат, поверхностью наблюдений служит плоскость xOy , скорость в покрывающей среде постоянна как для падающей, так и для дифрагированной волн. Нужно определить поверхностный годограф волн, дифрагированных от указанной линии.

Определение траекторий лучей. Уравнение падающего луча

$$\begin{aligned} y_i &= C_1 x + C_2; \\ z_i &= C_3 x + C_4. \end{aligned} \quad (134)$$

Прямая (134) проходит через точку $O(0,0)$, следовательно, $C_2 = C_4 = 0$.

Уравнение дифрагированного луча

$$\begin{aligned} y_f &= C_5 x + C_6; \\ z_f &= C_7 x + C_8. \end{aligned} \quad (135)$$

Так как дифрагированный луч проходит через точку $A(x_A, y_A)$ наблюдения, то уравнения (135) принимают вид

$$\begin{aligned} y_f &= y_A + C_5(x - x_A); \\ z_f &= C_7(x - x_A). \end{aligned} \quad (136)$$

Остается определить постоянные C_1, C_3, C_5, C_7 и ординату y_D точки пересечения падающего и дифрагированного лучей. В точке D должны быть выполнены условия $z_i(x_0) = H$ и $z_f(x_0) = H$. Из этих условий можно найти постоянные $C_3 = H/x_0$ и $C_7 = H/x_0 - x_A$. Для определения неизвестных C_1, C_5 и y_D нужно воспользоваться условиями $y_D = y_i(x_0)$, $y_D = y_f(x_0)$ и (130), которое в этом случае ($v_i = v_f$) примет вид

$$\cos(i, \tau) = -\cos(f, \tau). \quad (137)$$

В результате получим следующую систему уравнений:

$$\left. \begin{aligned} y_D &= C_1 x_0; \\ y_D &= y_A + C_5(x_0 - x_A); \\ \frac{C_1 x_0}{\sqrt{(1 + C_1^2)x_0^2 + H^2}} &= -\frac{C_5(x_0 - x_A)}{\sqrt{(1 + C_5^2)(x_0 - x_A)^2 + H^2}} \end{aligned} \right\} \quad (138)$$

Система (137) имеет единственное решение:

$$\left. \begin{aligned} C_1 &= \frac{-(x_0^2 + H^2) + \sqrt{(x_0^2 + H^2)[(x_A - x_0)^2 + H^2]}}{x_0(x_A - 2x_0)} \frac{y_A}{x_A}; \\ C_5 &= \frac{[(x_A - x_0)^2 + H^2] - \sqrt{(x_0^2 + H^2)[(x_A - x_0)^2 + H^2]}}{(x_A - x_0)(x_A - 2x_0)} \frac{y_A}{x_A}; \\ y_D &= \frac{-(x_0^2 + H^2) + \sqrt{(x_0^2 + H^2)[(x_A - x_0)^2 + H^2]}}{x_A - 2x_0} \frac{y_A}{x_A}. \end{aligned} \right\} \quad (139)$$

Последняя из формул (139) показывает, что при $y_A = 0$ ордината y_D точки дифракции равна нулю, т. е. когда линией наблюдения является ось x , падающий и дифрагированный лучи лежат в вертикальной плоскости xOz . При $y_A \neq 0$ и $x_A = 2x_0$ ордината $y_D = (1/2)y_A$; в этом случае падающий и дифрагированный лучи лежат в вертикальной плоскости, проходящей через точки $O(0,0)$ и $A(2x_0, y_A)$. Для всех значений $x_A \neq 2x_0$ и $y_A \neq 0$ величина $y_D \neq x_0(y_A/x_A)$, т. е. имеется боковое уклонение падающего и дифрагированного лучей от вертикальной плоскости, проходящей через линию OA .

Определение поверхностного годографа. Чтобы найти уравнение годографа дифрагированных волн, нужно подставить рассчитанные ранее значения произвольных постоянных в следующее выражение для t :

$$t = \int_0^{x_0} \frac{\sqrt{1+y_i^2+z_i^2}}{v} dx + \int_{x_0}^{x_A} \frac{\sqrt{1+y_f^2+z_f^2}}{v} dx = \\ = \frac{1}{v} \left[\sqrt{1+C_1^2+C_3^2x_0} + \sqrt{1+C_5^2+C_7^2(x_A-x_0)} \right] \quad (140)$$

Тогда уравнение поверхностного годографа на плоскости xOy примет следующий вид:

$$t = \frac{\pm \sqrt{x_A^2(x_A^2-2x_0^2)+y_A^2[x_0^2+(x_A-x_0)^2+2H^2]-2\sqrt{(x_0^2+H^2)[(x_A-x_0)^2+H^2]}}}{vx_A(x_A-2v)} \times \\ \times (\sqrt{(x_A-x_0)^2+H^2} + \sqrt{x_0^2+H^2}). \quad (141)$$

Знак минус перед радикалом соответствует случаю, когда $x_A < 2x_0$.

В качестве примера на рис. 88 представлен поверхностный годограф (карта изохрон) дифрагированных волн, рассчитанный для случая $x_0=0,5$ км; $H=1$ км; $v=2$ км/с.

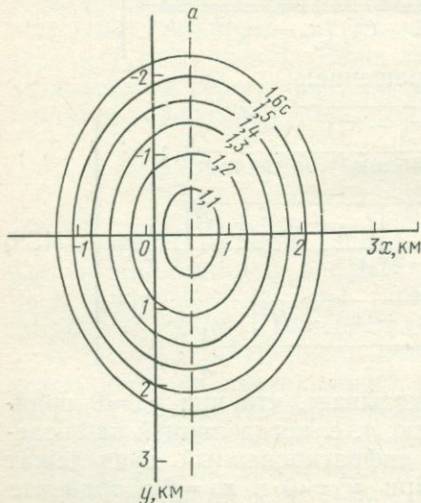


Рис. 88. Поверхностный годограф (карта изохрон) волн, дифрагированных от горизонтальной прямой.

a — проекция дифрагирующего ребра на горизонтальную плоскость наблюдений; пункт взрыва находится в точке 0

Линейные годографы дифрагированных волн. Из рис. 88 видно, что форма годографа дифрагированных волн вдоль прямых линий наблюдений, проходящих через пункт взрыва

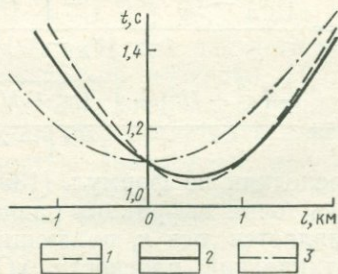


Рис. 89. Линейные продольные годографы дифрагированных волн для случая $H=1$ км; $x_0=0,5$ км; $v=2$ км/с.

Углы γ между профилем и дифрагирующим ребром: 1 — 90° , 2 — 45° , 3 — 0

O , должна резко изменяться с изменением положения этих линий относительно дифрагирующего ребра. На рис. 89 представлены линейные годографы $t=t(l)$ (где $l=\sqrt{x_A^2+y_A^2}$ — расстояния от источника O до приемника A), соответствующие сечениям поверхностного годографа, вертикальными плоскостями $x=0$, $y=0$ и $x=y$. Эти годографы по форме напоминают годографы отраженных волн. Если наблюдаемые линейные годографы дифрагированных волн принять за годографы отраженных волн, то в результате их интерпретации будут получены отражающие границы с резко отличающимися друг от друга углами наклона и значениями средней скорости в покрывающей среде. Этот вопрос рассматривается ниже.

3. Интерпретация годографов волн, дифрагированных от горизонтальной прямой по формулам для годографов отраженных волн

Определение средней скорости. Рассмотрим, какие величины эффективной средней скорости будут получены по годографам дифрагированных волн при различной ориентировке профиля относительно дифрагирующего ребра.

Линия профиля перпендикулярна к дифрагирующему ребру. В этом случае трехмерная задача дифракции от линии сводится к двумерной задаче дифракции от точки. Уравнение линейного годографа дифрагированных волн имеет вид

$$t = \frac{1}{v} \left(\sqrt{(x-x_0)^2 + H^2} + \sqrt{x_0^2 + H^2} \right). \quad (142)$$

Годограф (142) является гиперболой того же вида, как и в случае отраженных волн, но асимптота годографа отсекает от оси больший отрезок, чем асимптота годографа отраженных волн на величину $\Delta t = (1/v)\sqrt{x_0^2 + H^2}$. Если представить годограф (142) в квадратичной системе координат, в которой часто дают годографы отраженных волн при определении средней скорости, т. е.

$$u = (x-x_0)^2; \quad w = t^2, \quad (143)$$

то он трансформируется не в прямую, как в случае годографа отраженных волн, а в кривую следующего вида:

$$v^2 w = u + 2H^2 + x_0^2 + 2\sqrt{(x_0^2 + H^2)(u + H^2)}. \quad (144)$$

Эффективная средняя скорость $v_{\text{ср.эф}\perp}$, определяемая по наклону касательной к этой кривой, выразится формулой

$$v_{\text{ср.эф}\perp} = \sqrt{\frac{du}{dw}} = \frac{v}{\sqrt{1 + \sqrt{\frac{m^2 + 1}{p^2 + 1}}}}, \quad (145)$$

где

$$m = \frac{x_0}{H}; \quad p = \frac{\sqrt{u}}{H} = \frac{x-x_0}{H}.$$

Из формулы (145) следует, что величина $v_{\text{ср. эф}\perp}$ зависит от p и имеет минимальное значение при $p=0$

$$(v_{\text{ср. эф}\perp})_{\text{min}} = \frac{v}{\sqrt{1 + \sqrt{m^2 + 1}}} < 0,71v. \quad (146)$$

С повышением p величина $v_{\text{ср. эф}\perp}$ возрастает, асимптотически стремясь к v , причем это увеличение происходит тем быстрее, чем больше величина m . На рис. 90 показаны кривые зависимости отношения $v_{\text{ср. эф}\perp}/v$ от величины p ; параметром кривых является m . Наибольший интерес представляют значения p от нуля до единицы; при больших величинах p можно ожидать, что интенсивность дифрагированных волн будет настолько мала, что их трудно будет отметить на записях. На рис. 90 видно, что в случае изменения p в указанных пределах величина $v_{\text{ср. эф}\perp}/v$ меняется сравнительно мало. Так, например, при $m=1, p=0 \div 1$ отношение $v_{\text{ср. эф}\perp}/v$ изменяется в пределах 0,645—0,705. Из этого следует, что если представить годограф (142) в квадратичной системе координат (u, w) , то в результате трансформации будет получена кривая, которая при значениях $p=0 \div 1$ с достаточной степенью точности может

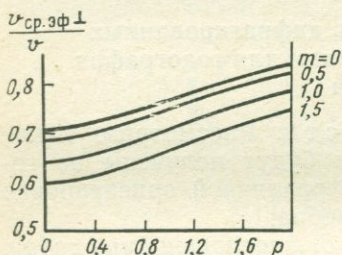


Рис. 90. Семейство кривых $v_{\text{ср. эф}\perp}/v$ для различных значений p и m

быть аппроксимирована прямой. Определенная по этой прямой величина $v_{\text{ср. эф}\perp}$ будет значительно меньше, чем истинное значение скорости v . Учитывая, что наибольший интерес представляют значения m от нуля до единицы, получим осредненные значения $v_{\text{ср. эф}\perp}/v$, равные 0,675—0,730.

Линия профиля параллельна дифрагирующему ребру. В этом случае годограф дифрагированных волн выразится формулой

$$t = \frac{\sqrt{y^2 + 4(H^2 + x_0^2)}}{v}. \quad (147)$$

Этот годограф совпадает с годографом отраженных волн, соответствующим горизонтальной границе раздела, расположенной на глубине $H' = \sqrt{H^2 + x_0^2}$ при скорости в покрывающей среде, равной v . Поэтому, если его интерпретировать как годограф отраженных волн, то определенная по нему эффективная скорость $v_{\text{ср. эф}\parallel}$ будет равна истинной скорости v .

Линия профиля образует косой угол с дифрагирующим ребром. Если профиль образует с дифрагирующим ребром угол γ , удовлетворяющий неравенству $0 < \gamma < (\pi/2)$, то значение скорости $v_{\text{ср. эф}\gamma}$, определяемое по годографу, будет удовлетворять неравенству $v_{\text{ср. эф}\parallel} < v_{\text{ср. эф}\gamma} < v_{\text{ср. эф}\perp}$. При этом из-за асимметрии годографов, соответствующих разным азимутам углов γ , по обеим частям

годографа, расположенным по разные стороны от точки минимума, будут получены различные значения $v_{\text{ср.эф}}$.

Таким образом, если годографы дифрагированных волн, полученные при разной ориентировке линии наблюдений относительно дифрагирующего ребра, принять за годографы отраженных волн, то вычисленные по ним значения скоростей в покрывающей среде будут изменяться в значительных пределах. Значение скорости будет максимальным и равно истинной скорости v в покрывающей среде, когда профиль параллелен дифрагирующему ребру ($v_{\text{ср.эф}\parallel}$), минимальным же, составляющим $\sim 0,7 v$, если профиль перпендикулярен к дифрагирующему ребру $v_{\text{ср.эф}\perp}$.

Определение эффективной отражающей границы. Рассмотрим глубину и форму залегания эффективной отражающей границы, построенную по наблюденному годографу дифрагированных волн, при постоянном значении средней скорости. Скорость $v_{\text{ср}}$ может быть определена либо по самим годографам дифрагированных волн, либо по другим сейсмическим данным — по каротажу скважин, годографам отраженных волн или по начальным точкам годографа преломленных волн. Для решения задачи воспользуемся формулами для координат ($x_{\text{отр}}$, $z_{\text{отр}}$) точки отражения

$$x_{\text{отр}} = \frac{x}{2} + \frac{v_{\text{ср}} t}{2} [\cos i \operatorname{tg}(\varphi + i) - \sin i];$$

$$z_{\text{отр}} = (x - x_{\text{отр}}) \operatorname{ctg} i, \quad (148)$$

где
$$\sin i = v_{\text{ср}} \frac{dt}{dx}; \quad (149)$$

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{\frac{x}{v_{\text{ср}} t} - \sin i}{\cos i}. \quad (150)$$

Формулы (148) представляют собой уравнение отражающей границы в параметрической форме.

Линия профиля перпендикулярна к дифрагирующему ребру.

Преобразуем формулы (148), подставляя в них значения t из уравнения (142) и $\sin i = \frac{v_{\text{ср}}}{v} \frac{x_A - x_0}{\sqrt{(x_A - x_0)^2 + H^2}}$.

Тогда

$$x_{\text{отр}} = \frac{(p+m)H}{2} - \frac{H}{2(p+m)} \left(1 + \sqrt{\frac{m^2+1}{p^2+1}} \right) \{ p[p - (1-k^2)m] - (1-k^2)mp^3 + 1 - [(1-k^2)p^2 + 1] \sqrt{(p^2+1)(m^2+1)} \};$$

$$z_{\text{отр}} = \left[\frac{(p+m)H}{2} + \frac{H}{2(p+m)} \left(1 + \sqrt{\frac{m^2+1}{p^2+1}} \right) \times \right. \\ \left. \times \{ p[p - (1-k^2)m] - (1-k^2)mp^3 + 1 - [(1-k^2)p^2 + 1] \times \right. \\ \left. \times \sqrt{(p^2+1)(m^2+1)} \} \right] \frac{\sqrt{(1-k^2)p^2+1}}{kp}, \quad (151)$$

где $k = v_{\text{ср}}/v$.

Выражение (151) при заданных величинах k и m представляет собой уравнение эффективной отражающей границы в параметрической форме (параметр p).

Величина эффективной скорости, определяемой по годографам дифрагированных волн, в зависимости от ориентировки профиля может изменяться от истинного значения скорости v до значительно меньшей величины $v_{\text{ср.эф}\perp}$. Если при построении отражающей границы принята средняя скорость $v_{\text{ср}}=v$, то отражающая граница преобразится в точку, расположенную на истинной глубине залегания дифрагирующего ребра.

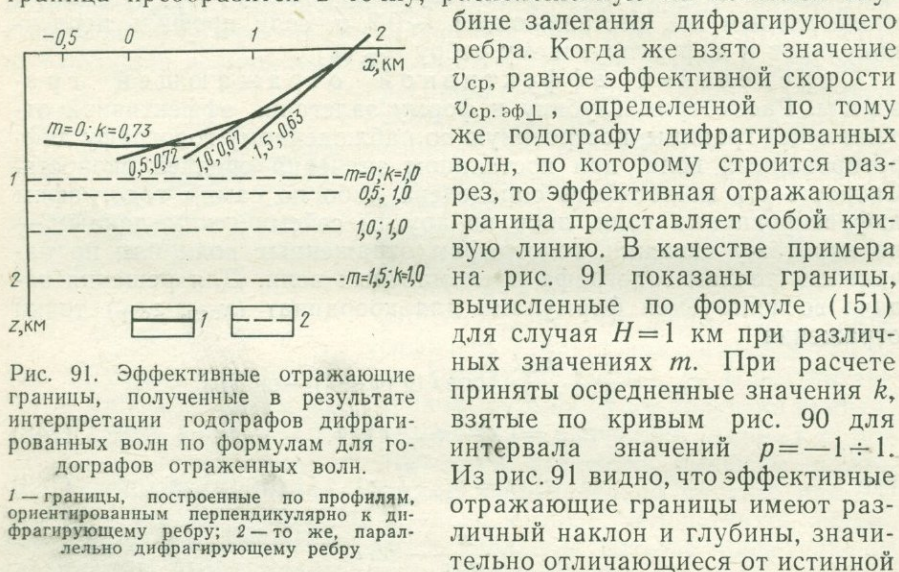


Рис. 91. Эффективные отражающие границы, полученные в результате интерпретации годографов дифрагированных волн по формулам для годографов отраженных волн.

1 — границы, построенные по профилям, ориентированным перпендикулярно к дифрагирующему ребру; 2 — то же, параллельно дифрагирующему ребру

глубины залегания дифрагирующего ребра. Угол наклона эффективной отражающей границы возрастает с увеличением m и при $m=0,5\div 1,0$ достигает $20\text{--}30^\circ$. Для еще более высоких значений m наклон эффективной границы становится настолько большим, что она пересекает линию наблюдения.

Если при построении приняты значения $v_{\text{ср.эф}\perp}$, промежуточные между $v_{\text{ср.эф}\perp}$ и v , то, как показывают расчеты, отражающая граница будет представлять собой кривую, имеющую в некоторых случаях точки возврата.

Линия профиля параллельна дифрагирующему ребру. В этом случае скорость $v_{\text{ср.эф}\parallel}$, определяемая по годографу дифрагированных волн, равна истинной скорости v . Эффективная отражающая граница, построенная по годографу (147) при принятой скорости $v_{\text{ср.эф}\parallel}=v$, будет представлять собой горизонтальную прямую, расположенную на глубине

$$H_{\text{эф}} = H\sqrt{1+m^2}. \quad (152)$$

Как видно из рис. 91, глубина эффективной отражающей границы значительно превосходит истинную глубину залегания дифрагирующего ребра.

Если при построении отражающей границы принято значение $v_{cp} < v$, то граница будет представлять собой кривую линию, симметричную относительно оси z и обращенную выпуклостью вниз.

Линия профиля образует косой угол с дифрагирующим ребром. Когда угол γ , образуемый линией профиля с дифрагирующим ребром, удовлетворяет неравенству $0 < \gamma < (\pi/2)$, отражающие границы раздела, построенные при условии $v_{cp} \leq v$, имеют криволинейную форму. В случае $v_{cp} = v$ граница иногда может иметь точки возврата, аналогично тому, как бывает при интерпретации гиперболического годографа, если принято преувеличенное значение средней скорости.

Когда при построении отражающей границы принято некоторое осредненное значение $v_{cp.эф} \gamma = \text{const}$, определенное по тому же годографу, по которому строится разрез, величины угла наклона и глубины залегания эффективной отражающей границы являются промежуточными между значениями $\varphi_{эф}$ и $H_{эф}$ для случаев $\gamma = 0$, $v_{cp.эф \parallel} = v$ и $\gamma = \pi/2$, $v_{cp.эф \perp}$ при тех же значениях параметра m .

Критерии для распознавания дифрагированных волн среди волн отраженных. Результаты, полученные при определении эффективных средних скоростей и отражающих границ по годографам дифрагированных волн, позволяют установить следующие кинематические критерии для их распознавания.

1. Величины средних скоростей, вычисленные по годографам дифрагированных волн, резко изменяются с изменением ориентировки профиля относительно дифрагирующего ребра. При этом величина максимальной скорости равна истинной в среде, покрывающей дифрагирующее ребро, а минимальные значения могут быть значительно меньше. Следовательно, при наличии дифрагированных волн могут быть определены аномально малые средние скорости.

2. Форма и глубина залегания эффективной отражающей границы существенно зависят от ориентировки профиля, относительно дифрагирующего ребра. Граница, построенная по профилю, перпендикулярному к дифрагирующему ребру, если принята средняя скорость $v_{cp} = v$, преобразится в точку, расположенную на истинной глубине залегания ребра. Когда граница строится по профилю, параллельному дифрагирующему ребру, она представляет собой горизонтальную прямую, размещенную на большей глубине, а если по профилям, образующим косые углы с ребром, то имеет криволинейную форму и различные наклоны. Если при построении отражающих границ взяты значения средних скоростей, вычисленные по тем же годографам, по которым составляется разрез, то различия в глубинах границ по разным профилям будут еще более резкими, чем при $v_{cp} = v$.

Итак, если дифрагированные волны принять за отраженные, то по годографам на продольных профилях, имеющих различную ориентировку, и увязанным по временам прихода, будут получены

различные значения средних скоростей. Построенные отражающие границы будут расположены на различных глубинах и иметь разные наклоны. Эти особенности дифрагированных волн могут помочь отличить их от волн отраженных.

При наличии поверхностного годографа (карты изохрон) дифрагированных волн, полученного из одного пункта взрыва, можно не только правильно установить тип волн, но и определить положение дифрагирующего ребра. Для этого из всех значений скоростей, вычисленных для волн заданного типа по продольным профилям, которые ориентированы различным образом, нужно выбрать наибольшее (т. е. $v_{\text{ср}} = v$) и интерпретировать поверхностный годограф, пользуясь формулами для пространственной интерпретации годографов отраженных волн. Как показано в работе [11], получающаяся отражающая граница будет представлять собой дифрагирующее ребро, каждой точке которого будет приписана совокупность различных значений угла наклона. Таким образом, методика площадной съемки, при которой получается поверхностный годограф из одного пункта взрыва, принципиально позволяет решить до конца обратную задачу интерпретации годографа дифрагированных волн.

В настоящей работе описан метод решения прямой задачи для годографов дифрагированных волн различных типов в случае, если дифрагирующее ребро представляет собой заданную непрерывную пространственную кривую с непрерывно изменяющейся касательной. Указанный метод определения годографа применен для частного случая, когда дифрагирующее ребро — горизонтальная прямая и скорость в среде, покрывающей дифрагирующее ребро, постоянна. При этом рассмотрен только один тип дифрагированных волн, образующихся при падении прямой волны на ребро. Показано, что линейные годографы по профилям, расположенным различным образом относительно дифрагирующего ребра, будут существенно различаться по форме. Если эти годографы принять за годографы отраженных волн, то в результате их интерпретации будут получены значения эффективных средних скоростей, изменяющиеся в широких пределах. Максимальное значение средней скорости $v_{\text{ср. эф}} \parallel$ равно истинному значению скорости v в рассматриваемой среде, а минимальное значение $v_{\text{ср. эф}} \perp$ составляет 0,6—0,7 v . Эффективные отражающие границы будут характеризоваться различными глубинами и углами наклона.

Указанные особенности годографов дифрагированных волн, установленные для частного случая прямолинейного дифрагирующего ребра, остаются, по-видимому, качественно справедливыми и в общем случае, когда ребро представляет собой непрерывную кривую произвольной формы. Основываясь на этих особенностях, можно выделить дифрагированные волны среди волн отраженных.

Для решения обратной задачи — определения дифрагирующего ребра нужно иметь поверхностный годограф дифрагированных волн. После расчета максимального значения скорости по годографам дифрагированных волн или, если знать закон изменения ско-

ростей по другим сейсмическим данным, можно найти дифрагирующее ребро, пользуясь способами, разработанными для пространственной интерпретации годографов отраженных волн.

Глава XIII

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ГОДОГРАФОВ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Пространственная задача интерпретации годографов отраженных волн принципиально может быть решена методом полей времен при общих предположениях относительно формы отражающих границ и законов изменения скорости в покрывающей среде. Однако методом полей времен практически трудно пользоваться в этом случае, так как построение изохрон в трехмерном пространстве представляет собой весьма сложную операцию. Поэтому необходимо разработать такие методы пространственной интерпретации годографов отраженных волн, которые совместно со строгим решением задачи были бы практически удобны.

Для того чтобы выполнить условие простоты практического применения метода, необходимо, по-видимому, отказаться от совместной интерпретации всех точек поверхностного годографа, позволяющей осуществить метод полей времен. Следует разработать методы, основанные на последовательной интерпретации отдельных элементов годографа. В настоящей главе пространственная задача решается аналитическим путем¹.

1. Интерпретация элемента поверхностного годографа

Пусть на плоскости xOy задано положение пункта O взрыва и пункта A приема колебаний (рис. 92). Примем точку O за начало правой системы координат. В точке A задан элемент поверхностного годографа, т. е. известны время t прихода отраженной волны и вектор-градиент $\bar{\tau}$ функции поверхностного годографа. Будем называть $\bar{\tau}$ просто градиентом. Модуль $\bar{\tau} = \sqrt{\left(\frac{dt}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dt}{dy}\right)^2}$ представляет собой величину, обратную кажущейся скорости v_k распространения фронта отраженной волны в направлении градиента $\bar{\tau}$. Для нахождения $\bar{\tau}$ в точке A достаточно определить кажущиеся скорости в этой точке в двух направлениях, пересекающихся под углом, который отличается от π .

По заданному элементу поверхностного годографа нужно определить координаты точки R , в которой волна отразилась от границы раздела, а также направление и угол падения отражающей

¹ Разработанные методы использованы при составлении программ решения пространственных задач МОВ для ЭВМ Минск-22 и М-222.

границы в этой точке. При этом предполагается, что покрывающая среда однородна, изотропна и скорость v задана.

Единственность решения задачи. Покажем, что данные v , t и $\bar{\tau}$ достаточны для однозначного решения задачи. Точка R лежит на поверхности M эллипсоида вращения (см. рис. 92), фокусы которого расположены в точках O и A . За ось вращения эллипсоида принята его большая ось, длина которой равна vt . Зная модуль и направление $\bar{\tau}$ в точке A , можно однозначно определить положение отраженного луча в пространстве. Отраженный луч L представляет собой прямую, лежащую в одной вертикальной

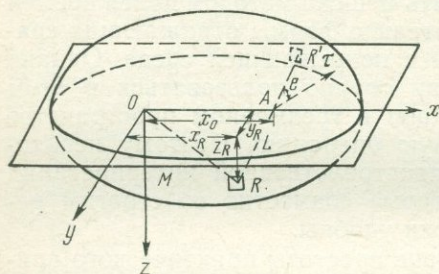


Рис. 92. Схема расположения отражающей точки k в пространстве

плоскости с градиентом $\bar{\tau}$ и образующую с ним угол $e = \arccos vt$.

Точка R отражения есть точка пересечения эллипсоида M с прямой L , проходящей через его фокус. Заданным значениям t , v и $\bar{\tau}$ всегда соответствуют две точки пересечения эллипсоида M с прямой L — точка R в области положительных значений z и точка R' — в зоне отрицательных.

Так как в области положительных значений z возможна только одна точка пересечения, следовательно, задача определения точки R отражения, расположенной

ниже плоскости xOy , решается однозначно. Направление и угол падения отражающей границы S в точке R или плоскости, касательной к границе S в точке R , также определяются однозначно. Действительно, граница S касается в точке R эллипсоида M . Задача нахождения элементов залегания границы S в точке R сводится, следовательно, к определению направления и угла падения плоскости, касательной к эллипсоиду M в этой точке. Указанная задача решается однозначно, так как эллипсоид представляет собой поверхность, не имеющую особых точек.

Определение координат точки R . Определим координаты точки R пересечения эллипсоида M с прямой L . Обозначим расстояние между фокусами O и A эллипсоида через x_0 . Тогда уравнение эллипсоида вращения M можно записать в следующем виде:

$$\frac{(2x - x_0)^2}{(vt)^2} + \frac{4(y^2 + z^2)}{(vt)^2 - x_0^2} = 1. \quad (153)$$

Прямая L представляет собой результат пересечения двух плоскостей — вертикальной плоскости P , содержащей $\bar{\tau}$, и наклонной плоскости Q , нормальной к плоскости P и образующей с $\bar{\tau}$ угол e (рис. 93). Уравнение плоскости P выражается формулой

$$y = (x_0 - x) \operatorname{tg} \theta, \quad (154)$$

где угол θ отсчитывается от положительной оси x по направлению к τ против часовой стрелки; θ может изменяться от нуля до 2π .

Уравнение плоскости Q , образующей с τ угол e , имеет вид

$$z = (x_0 - x) \cos \theta \operatorname{tg} e + y \sin \theta \operatorname{tg} e, \quad (155)$$

где угол $e = \arccos v\tau$ изменяется от нуля до $\pi/2$.

Совокупность уравнений (154) и (155) представляет собой уравнение прямой L в пространстве.

Если решать совместно систему уравнений (153)–(155), отбрасывая физически невозможное решение, соответствующее отрицательным значениям z , и заменить угол e через $\arccos v\tau$, то получим следующие выражения для координат точки R (см. рис. 92).

$$x_R = x_0 - \frac{(vt)^2 - x_0^2}{2(t - x_0\tau \cos \theta)} \tau \cos \theta; \quad (153)$$

$$y_R = \frac{(vt)^2 - x_0^2}{2(t - x_0\tau \cos \theta)} \tau \sin \theta; \quad (157)$$

$$z_R = \frac{(vt)^2 - x_0^2}{2(t - x_0\tau \cos \theta)} \frac{\sqrt{1 - v^2\tau^2}}{v}. \quad (158)$$

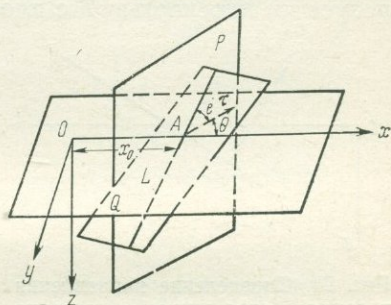


Рис. 93. Определение координат отражающей точки R

Определение направления и угла падения отражающей границы S в точке R . Ранее указывалось, что эта задача сводится к нахождению направления и угла падения плоскости, касательной к эллипсоиду M в точке R . Уравнение плоскости T , касательной в точке $R(x_R, y_R, z_R)$ к поверхности $F = F(x_F, y_F, z_F)$, имеет вид

$$\left(\frac{dF}{dx}\right)_R (x_T - x_R) + \left(\frac{dF}{dy}\right)_R (y_T - y_R) + \left(\frac{dF}{dz}\right)_R (z_T - z_R) = 0, \quad (159)$$

где x_T, y_T, z_T — текущие координаты плоскости T .

Подставляя в уравнение (159) значения частных производных $dF/dx, dF/dy$ и dF/dz , определенные из уравнения (153), и координаты x_R, y_R, z_R точки касания, получим следующее выражение для плоскости T , касательной к эллипсоиду M :

$$\begin{aligned} (x_0 - v^2t\tau \cos \theta) tx_T + v^2t^2\tau \sin \theta y_T vt^2 \sqrt{1 - v^2\tau^2} = \\ = \frac{1}{2} [(vt)^2 - x_0^2] (t - x_0\tau \cos \theta). \end{aligned} \quad (160)$$

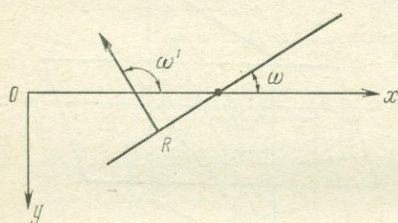
Линия простираения отражающей границы в точке R совпадает со следом l плоскости T на плоскости xOy . Поэтому для нахождения направления простираения нужно определить угол ω между линией l и осью x . Этот угол отсчитывается от оси в направлении,

противоположном движению часовой стрелки, и может изменяться от нуля до π . Формула для определения угла ω имеет следующий вид:

$$\omega = \text{arctg} \left(\frac{x_0}{vt} \frac{1}{v\tau} - \cos \theta \right) \text{cosec } \theta. \quad (161)$$

Направление падения отражающей границы в точке R можно представить на плоскости xOy в виде вектора, нормального к линии простираения и ориентированного от точки с координатами (x_R, y_R) к оси x (рис. 94).

Угол φ падения отражающей границы в точке R есть угол, образуемый плоскостью T с плоскостью xOy :



$$\varphi = \arccos vt \times \sqrt{\frac{1 - v^2\tau^2}{x_0^2 + (vt)^2 - 2x_0 v^2 t \tau \cos \theta}}. \quad (162)$$

Рис. 94. Определение направления падения отражающей границы в точке R .

$$\text{Угол } \omega' = \omega + (\pi/2)$$

Пользуясь формулами (156)—(158), (161) и (162), можно полностью определить положение в пространстве элемента отражающей границы, соответствующего заданному элементу поверхностного годографа.

Интервал возможных значений скорости v . До сих пор предполагалось, что скорость постоянна и задана. Допустим, что скорость постоянна, но величина ее неизвестна. Определим интервал значений v , которые могут быть приняты при интерпретации элемента поверхностного годографа. Величины v и τ связаны зависимостью

$$v\tau = \cos e \leq 1.$$

Между величинами x_0 , v и t также существует очевидная зависимость: $x_0 < vt$. Таким образом, интервал возможных значений скорости определяется неравенством

$$\frac{x_0}{t} < v \leq \frac{1}{\tau}. \quad (163)$$

Как видно из формул (156)—(158), (161) и (162), величины x_R , y_R , z_R , ω и φ являются однозначными и непрерывными функциями скорости v для всех ее значений, находящихся внутри интервала, определяемого неравенством (163).

2. Интерпретация поверхностного годографа

Построение отражающей границы при заданной скорости v . Пусть в некоторой области U , расположенной в плоскости xOy , задан годограф отраженных волн $t = t(x, y)$, по-

лученный при взрывах в точке O . Этот годограф можно представить на плоскости xOy в виде карты изохрон. Пользуясь картой изохрон, возможно определить в каждой области точки U модуль и направление градиента $\bar{\tau}$. Таким образом, в каждой точке рассматриваемой области заданы величины t и $\bar{\tau}$.

Если воспользоваться формулами, приведенными в разделе 1 настоящей главы, можно по каждому элементу $t_i \bar{\tau}_i$ поверхностного годографа определить координаты соответствующей точки R_i отражения. По координатам достаточно большого числа n точек отражения возможно построить всю отражающую границу δ , соответствующую наблюдаемому поверхностному годографу. Резуль-

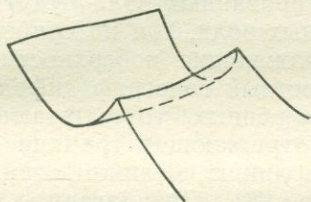


Рис. 95. Пример схемы излома отражающей поверхности

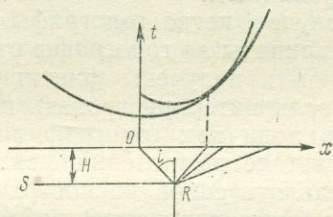


Рис. 96. Годографы волн, отраженных и дифрагированных от края обрывающейся горизонтальной отражающей границы S

таты интерпретации можно представить на плоскости xOy в виде карты изолиний глубины.

При этих вычислениях оси координат x и y принимаются подвижными. Ось x направлена от пункта взрыва O к точке A , в которой определены величины t_i и $\bar{\tau}_i$, а ось y — нормально к ней. После перехода от подвижной системы координат к неподвижным осям с центром в точке O и преобразования формул (156) — (158), (161) и (162) к этим новым осям, можно показать следующее. Если t , $\bar{\tau}$ и θ являются непрерывными функциями координат (x_0, y_0) точек A , то и x_R, y_R, z_R, ω_R и φ_R тоже будут непрерывными функциями координат этих точек. Следовательно, этому поверхностному годографу отраженных волн, характеризующемуся градиентом $\bar{\tau}$, непрерывно изменяющимся с переменной координат точек по модулю и направлению, соответствует непрерывная отражающая поверхность, имеющая соответственно изменяющуюся касательную плоскость.

Случай дифрагированной волны. При обрыве или изломе отражающей поверхности могут быть зарегистрированы волны, дифрагированные от ее края или от ребра (рис. 95). Вступления дифрагированной волны могут проследиваться в точках наблюдения, расположенных по обе стороны от ребра. Годограф дифрагированных волн представляет собой непрерывную поверхность с непрерывно изменяющейся касательной плоскостью.

Поверхностный годограф отраженных волн имеет при этом предельную линию, вдоль которой он касается годографа дифрагированных волн. Особый интерес представляет случай, когда получены годограф отраженных волн и только часть годографа дифрагированных волн, соответствующая точкам наблюдений, более удаленным от пункта взрыва, чем предельная линия. Тогда наблюденный годограф, который в одной части представляет собой годограф отраженных волн, а в другой — годограф волн дифрагированных, характеризуется величинами t и τ , непрерывно изменяющимися с изменениями координат точек наблюдений. Поэтому трудно по форме годографа обнаружить переход от отраженных волн к дифрагированным.

В случае, когда годографы дифрагированных волн будут ошибочно приняты за годографы отраженных волн, при интерпретации могут быть получены фиктивные отражающие поверхности. Однако, если интерпретировать поверхностный годограф дифрагированных волн как годограф волн отраженных, то получающаяся в результате вычислений фиктивная отражающая граница будет представлять собой не поверхность, а линию, целиком совпадающую с дифрагирующим ребром (рис. 96). Предлагаемая методика интерпретации принципиально позволяет получать правильное представление о границе раздела, независимо от предположений, сделанных заранее относительно того, являются ли зарегистрированные волны отраженными или дифрагированными.

Определение интервала возможных значений скорости v . Предположим, что скорость v постоянна, но величина ее неизвестна. Рассмотрим, можно ли определить v по одному поверхностному годографу отраженных волн.

Пусть в области U , расположенной в плоскости xOy , задан годограф отраженных волн, полученный из одного пункта взрыва O , причем величины t , τ и θ являются непрерывными функциями координат (x, y) точек области U . Задаваясь различными значениями скорости v , можно построить семейство отражающих поверхностей $\psi(x, y, z; v) = 0$ с параметром v . Если при некоторых величинах параметра v во всех точках годографа соблюдается неравенство (163), то отражающие поверхности, соответствующие этим значениям v , будут расположены в области положительных значений z , непрерывны и имеют непрестанно изменяющуюся касательную плоскость.

Когда же при выбранном значении скорости v в некоторых точках годографа не выполняется неравенство (163), вычисленные по этим точкам значения z становятся комплексными или отрицательными, что физически невозможно. Следовательно, из рассмотрения должны быть исключены те значения скорости, при которых неравенство (163) удовлетворяется не во всех точках годографа.

В результате построения семейства отражающих поверхностей интервал возможных значений v может быть еще более сужен, так как при некоторых величинах v отражающая поверхность может иметь ребра возврата и вследствие этого пересекаться с вертикаль-

ной линией более чем в одной точке, что также физически невозможно. Примером этого может служить расчет гиперболического годографа, соответствующего прямолинейной границе раздела (плоская задача) при различных значениях постоянной скорости v . В этом случае при некоторых значениях v отражающая граница имеет точки возврата. Таким образом, хотя один поверхностный годограф является системой наблюдений, недостаточной для однозначного определения скорости, но он может позволить определить интервал возможных значений v .

В МОВ применяется методика площадной съемки, сводящаяся к получению системы линейных годографов при взрывах в пунктах, расположенных на линиях наблюдений. В этом случае задача интерпретации каждого линейного годографа считается плоской. Совместная интерпретация системы линейных годографов с введением поправок за переход от глубин по нормали к глубинам по вертикали может дать точный результат только в частном случае плоской отражающей границы. При произвольной форме отражающей границы такая методика площадной съемки может обусловить большие ошибки определения глубины и конфигурации, особенно в том случае, если исследуемая граница характеризуется углами наклона, резко изменяющимися в пространстве.

Для исследования отражающих границ произвольной формы нужно применять другую методику площадной съемки, заключающуюся в получении годографа на поверхности наблюдений (поверхностного годографа) при фиксированном положении пункта взрыва. При заданной скорости v такая система наблюдений принципиально позволяет точно определять положение и форму отражающей границы.

3. Приближенные методы количественной интерпретации карт изохрон

Методы интерпретации карт изохрон отраженных волн в случае границ раздела произвольной формы (при постоянной и переменной скоростях в покрывающей среде) описаны в работах [10, 107, 142]. Эти методы основаны на интерпретации отдельных элементов поверхностного годографа. Каждый элемент характеризуется координатами точки наблюдения относительно пункта взрыва, величинами времени прихода t и градиента dt/dS функции поверхностного годографа вдоль поверхности наблюдений. Интерпретация поверхностных годографов (карт изохрон) по отдельным элементам принципиально позволяет получить точное решение задачи. Однако при указанной методике интерпретации практически возможны значительные ошибки за счет неточности определения величин градиентов dt/dS по наблюдаемым данным. Кроме того, методика интерпретации карт изохрон по отдельным элементам связана с рядом технических неудобств. Поэтому представляет интерес разработка методов интерпретации карт изохрон, позволяющих совместно интерпретировать совокупность данных наблюдений в отдельных

точках таким образом, чтобы можно было переходить от карты изохрон непосредственно к карте изоглубин отражающей границы.

Приближенные методы интерпретации разработаны для следующих случаев строения среды:

- 1) одна отражающая граница, покрытая однородной средой;
- 2) одна отражающая граница, над которой расположена преломляющая граница.

При рассмотрении предполагается, что изменение глубины отражающей границы ΔH между достаточно удаленными точками значительно меньше, чем глубина ее залегания.

$$\Delta H \ll H. \quad (164)$$

Результаты обобщены для случая многослойной среды с рядом отражающих границ. Приближенные методы могут быть использованы для интерпретации карт изохрон отраженных волн, полученных при исследовании платформенных структур с весьма малыми углами наклона слоев ($\varphi < 2^\circ$), а также в случае изучения сложнопостроенных границ при решении задач рудной геологии.

4. Приближенные методы интерпретации карт изохрон в случае одной отражающей границы, покрытой однородной средой

Определение разности глубин по временам прихода отраженных волн к двум точкам, находящимся на одинаковом расстоянии от пункта взрыва O .

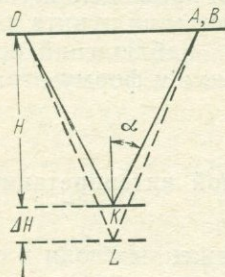


Рис. 97. Траектории лучей отраженной волны, подходящей к точкам A и B , которые находятся на одинаковом расстоянии от пункта взрыва O .

OKA , OLB — траектории лучей, подходящих соответственно к точкам A и B .

дующимся на равных расстояниях от пункта взрыва. Предположим, что имеется одна отражающая граница, покрытая однородной средой со скоростью v . Рассмотрим две точки наблюдения A и B , находящиеся на равном расстоянии x от пункта взрыва. Пусть к точкам A и B приходит волна, отраженная в точках, где глубина границы равна соответственно H и $H + \Delta H$. На рис. 97 совмещены плоскости лучей OKA и OLB , подходящих к двум равноудаленным точкам A и B . При сделанных допущениях относительно формы отражающей границы можно записать следующие выражения для времен прихода волны, отраженной в точках с глубинами H и $H + \Delta H$:

$$t_A = \frac{\sqrt{x^2 + 4H^2}}{v}; \quad (165)$$

$$t_B = \frac{\sqrt{x^2 + 4(H + \Delta H)^2}}{v}. \quad (166)$$

Формулу (166) можно представить так:

$$t_B = \frac{\sqrt{x^2 + 4H^2}}{v} \sqrt{1 + \frac{8H \Delta H + 4(\Delta H)^2}{x^2 + 4H^2}}. \quad (167)$$

Учитывая неравенство (164), в выражении (167) можно пренебречь членом $\frac{4(\Delta H)^2}{x^2 + 4H^2}$ и преобразовать его в виде

$$t_B = \frac{\sqrt{x^2 + 4H^2}}{v} \sqrt{1 + \frac{8H \Delta H}{x^2 + 4H^2}} \approx \frac{\sqrt{x^2 + 4H^2}}{v} \left(1 + \frac{4H \Delta H}{x^2 + 4H^2}\right). \quad (168)$$

Разность времен прихода $\Delta t = t_B - t_A$ выразится формулой

$$\Delta t = \frac{1}{v} \frac{4H \Delta H}{\sqrt{x^2 + 4H^2}}. \quad (169)$$

Следовательно, разность глубин ΔH в точках отражения связана с величиной Δt разности времен прихода отраженных волн зависимостью

$$\Delta H = \frac{\Delta t v}{4H} \sqrt{x^2 + 4H^2}. \quad (170)$$

Формулу (170) можно преобразовать, введя угол отражения α (см. рис. 97). Угол α связан с глубиной H отражающей границы и расстоянием x зависимостью

$$\cos \alpha = \frac{2H}{\sqrt{x^2 + 4H^2}}. \quad (171)$$

После подстановки выражения (171) в формулу (170) получим:

$$\Delta H = \frac{\Delta t v}{2 \cos \alpha}. \quad (172)$$

Равенство (172) для определения разности глубин отражающей границы по разности времен прихода отраженной волны к двум равноудаленным точкам наблюдения похоже на формулу для разности глубин преломляющей границы в двух равноудаленных точках

$$\Delta H_{\text{пр}} = \frac{\Delta t_{\text{пр}} v}{\sin i}, \quad (173)$$

где i — угол падения.

Различия между формулами (172) и (173) заключаются в следующем. В выражении (172) для отраженных волн угол отражения представляет собой переменную величину, в то время как в формулу (173) для преломленных волн предельный угол i — величина постоянная при неизменных скоростях в покрывающей среде и преломляющем слое. В выражении (172) для отраженных волн в знаменатель входит множитель два, который отсутствует в формуле (173) для преломленных волн.

Интерпретация карт изохрон отраженной волны. В случае площадной съемки по методу отраженных волн при одном общем пункте взрыва так же, как и при площадной съемке МПВ [107], различия во временах прихода волн к разным точкам наблюдения обусловлены изменением рельефа отражающей

границы и разницей расстояний x . Для исключения влияния второго фактора необходимо из наблюдаемой карты изохрон исключить карту изохрон отраженной волны, соответствующей горизонтальной границе раздела с заданной глубиной H . В дальнейшем будем называть эту карту нормальным полем [107]. При известной величине H нормальное поле вычисляется по формуле (165) и представляет собой семейство дуг концентрических окружностей с центром, расположенным в пункте взрыва O (рис. 98). Основные различия нормальных полей для отраженных и преломленных волн заключаются в следующем.

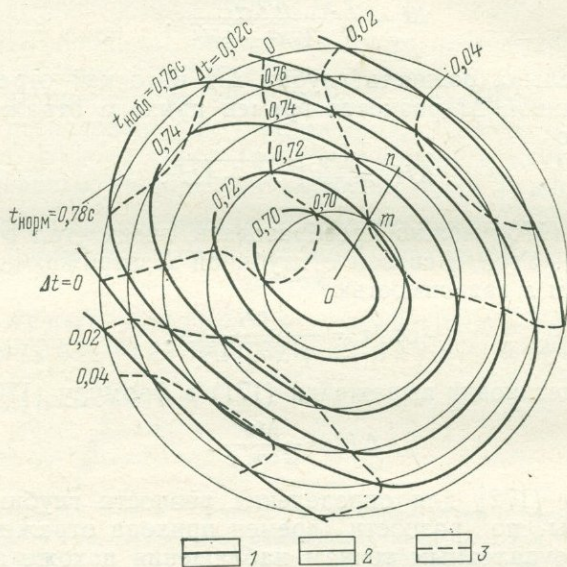


Рис. 98. Исключение нормального поля из наблюдаемой карты изохрон.

Изохроны: 1 — $t_{\text{набл}}$; 2 — $t_{\text{норм}}$; 3 — разности $\Delta t = t_{\text{набл}} - t_{\text{норм}}$; m — проекция на поверхность наблюдений точки, в которой отражается волна, приходящая в точку n

1. Нормальное поле для отраженных волн зависит от глубины отражающей границы, в то время как для преломленных волн не зависит от глубины преломляющей границы и полностью определяется величиной граничной скорости. Поэтому при вычислении нормального поля для отраженных волн необходимо задаться глубиной отражающей границы.

2. При постоянной разности времен Δt расстояния r между изохронами нормального поля для отраженных волн уменьшаются с удалением от пункта взрыва, так как кажущаяся скорость отраженной волны убывает при увеличении расстояния от пункта взрыва. Изохроны нормального поля для преломленной волны расположены на равных расстояниях r друг от друга, так как кажущаяся скорость преломленной волны, распространяющейся вдоль горизонтальной границы раздела с постоянной граничной скоростью, является неизменной величиной.

Техника интерпретации карт изохрон отраженных волн. В рассматриваемом случае техника интерпретации карт изохрон отраженных волн сводится к следующим операциям.

1. Построение карты изохрон $t_{\text{набл}}$ по наблюдаемым данным.
 2. Составление нормальной карты изохрон $t_{\text{норм}}$. Для этого необходимо знать глубину отражающей границы в одной точке и скорость в покрывающей среде.

3. Построение разностной карты $\Delta t = t_{\text{набл}} - t_{\text{норм}}$ (см. рис. 98). Техника построения этой карты аналогична описанной в работе [107] для преломленных волн.

4. Переход от значений Δt к величинам ΔH . Для этого вычисляют зависимость отношения $v/2 \cos \alpha$ от расстояния x , необходимую, чтобы определить величину ΔH . Значения Δt , полученные в результате выполнения операции, указанной в пункте 3, необходимо умножить на коэффициент $v/2 \cos \alpha$, являющийся переменной величиной. С этой целью по данным зависимости $v/2 \cos \alpha = f(x)$ на разностную карту изохрон Δt наносится семейство окружностей с различными значениями параметра $v/2 \cos \alpha$. В точках пересечения изохрон Δt и изолиний $v/2 \cos \alpha$ по формуле (172) вычисляют величины ΔH в ряде точек.

5. Построение карты изолиний ΔH по значениям величин ΔH в ряде точек на поверхности наблюдений.

6. Переход от карты изолиний ΔH к карте изоглубин H . Для этого необходимо на карту изолиний ΔH нанести значение опорной глубины $H_{\text{оп}}$. Поскольку на карте изолиний ΔH сейсмический снос пока не учтен, величину $H_{\text{оп}}$ следует также дать без учета сноса, т. е. показать ее не в точке m (см. рис. 98) поверхности наблюдений, расположенной над точкой, где определена глубина H , а в точке n прихода луча волны, отраженной на указанной глубине. Смещение точки относительно точки m приближенно равно расстоянию Om и представляет собой величину сноса, выражающуюся формулой

$$L = H \operatorname{tg} \alpha. \quad (174)$$

Зная $H_{\text{оп}}$ в опорной точке, можно перейти от изолиний ΔH к изолиниям H

$$H_k = H_{\text{оп}} + \delta(\Delta H), \quad (175)$$

где $\delta(\Delta H) = \Delta H_k - \Delta H_n$ — разность отметок изолиний ΔH_k и ΔH_n ,

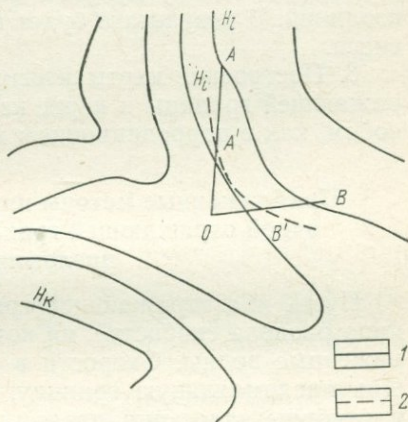


Рис. 99. Учет величины сноса при построении карт изоглубин H .

A', B' — точки отражения, соответствующие точкам наблюдения A, B ; изолинии: 1 — H без учета сноса, 2 — H_i после введения поправки за снос

проходящих соответственно через произвольную k -ую точку и точку n , в которой задана опорная глубина $H_{оп}$.

7. Построение карты с учетом сноса. При сделанных предположениях относительно формы отражающей границы с достаточной точностью можно считать, что точка отражения находится на половине расстояния между пунктом взрыва и точкой наблюдения на поверхности. В этом случае поправки за снос следует вводить так: каждую из изолиний H перенести по точкам (рис. 99) по направлению к пункту взрыва O на расстояние, равное половине расстояния между пунктом взрыва и соответствующими точками изолиний. В результате будет получена карта изолиний H с учетом сноса.

8. Построение карты изогипс. Переход от карты изоглубин отражающей границы к карте изогипс осуществляется таким же способом, как в корреляционном методе преломленных волн.

5. Приближенные методы интерпретации карт изохрон в случае одной отражающей границы, над которой расположена преломляющая граница

Пусть над отражающей границей расположена неплоская граница раздела скоростей, на которой преломляются падающая и отраженные волны. Скорости в средах, покрывающих и подстилающих преломляющую границу, обозначим соответственно v_1 и v_2 , а глубины залегания преломляющей и отражающей границ — H_1 и H_2 (в общем случае эти величины являются переменными). Траектории сейсмических лучей имеют вид, показанный на рис. 100. Допустим, что углы наклона преломляющей границы на отдельных участках залегания не превосходят нескольких градусов. При этом предположении можно аппроксимировать преломляющую границу рядом горизонтальных ступеней с небольшими амплитудами смещений одна относительно другой и считать, что угол преломления в каждой точке границы раздела практически равен углу преломления β в случае горизонтальной преломляющей границы. Сделанные ранее предположения относительно формы отражающей границы остаются в силе.

Рассмотрим точки наблюдения m и n , расположенные на одинаковом расстоянии от пункта взрыва O . На рис. 100 обе точки совмещены в точке D . Времена прихода волн в точку m

$$t_m = \frac{OA + CD}{v_1} + \frac{AB + BC}{v_2} \quad (176)$$

и в точку n

$$t_n = \frac{OA' + ED}{v_1} + \frac{A'K + KE}{v_2}. \quad (177)$$

При сделанных допущениях относительно формы преломляющей границы можно считать, что $OA' \approx OA$ и $CD \approx LD$. Для упрощения выкладок пренебрежем также горизонтальным смещением

точек отражения K и B относительно друг друга, поскольку при указанных ранее особенностях формы преломляющей и отражающей границ это смещение представляет собой малую величину. При сделанных упрощениях траектории лучей отраженных волн, проходящих к двум равноудаленным точкам наблюдения, можно представить в виде рис. 101, а. Разность можно записать так:

$$\Delta t_2 = \frac{ED - CD}{v_1} + \frac{AK - AB + EK - BC}{v_2} \quad (178)$$

Из рис. 101, а видно, что

$$ED - CD = CE = \frac{\Delta H_1}{\cos \beta} \quad (179)$$

Для определения разности длины путей $EK - BC$ воспользуемся рис. 101, б. Через точку E проведем прямую ET , параллельную BC и из точки T опустим перпендикуляр на прямую KE . Очевидно, что

$$EK = KP + EP \quad (180)$$

Величина $KP = KT \cos \alpha$; выражая KT через разности глубин ΔH_2 , ΔH_1 и углы α , β , можно записать

$$KP = [\Delta H_2 - \Delta H_1 (1 - \operatorname{tg} \beta \operatorname{ctg} \alpha)] \cos \alpha \quad (181)$$

Величину $EP \approx ET$ после преобразований можно представить в виде

$$EP = BC - \frac{\Delta H_1 \operatorname{tg} \beta}{\sin \alpha} \quad (182)$$

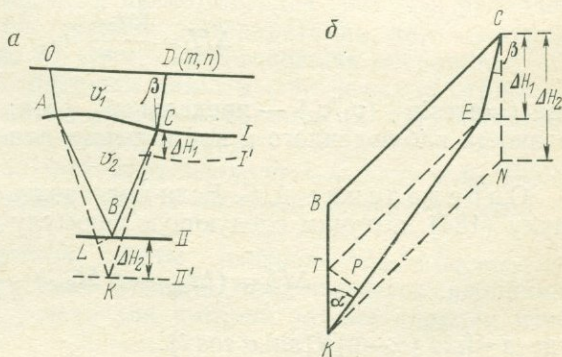


Рис. 101. Траектории $OAKED$ и $OABCD$ лучей, проходящих к двум равноудаленным точкам наблюдений (а) и определение разности длины путей $EK - BC$ (б).

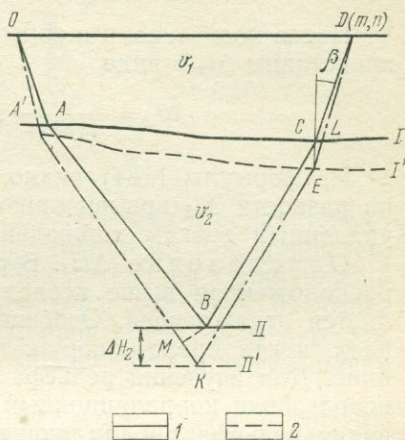


Рис. 100. Траектории лучей отраженной волны при наличии лежащей выше преломляющей границы.

1 — разрез преломляющей (I) и отражающей (II) границ в вертикальной плоскости, проходящей через пункт взрыва O и точку наблюдения m ; 2 — разрез преломляющей (I') и отражающей (II') границ в вертикальной плоскости, проходящей через пункт взрыва O и точку наблюдения n ; $OABCD$, $OAKED$ — траектории лучей, проходящих соответственно в точки m и n

Подставляя в равенство (180) выражения (181) и (182), получим следующую формулу для разности $EK-BC$:

$$EK-BC = (\Delta H_2 - \Delta H_1) \cos \alpha - \Delta H_1 \operatorname{tg} \beta \sin \alpha. \quad (183)$$

После подстановки в сумму (178) зависимостей (179) и (183) представим Δt_2 в виде

$$\Delta t_2 = \frac{\Delta H_1}{v_1 \sin \alpha} \sin(\alpha - \beta) + \frac{2\Delta H_2}{v_2} \cos \alpha. \quad (184)$$

Из формулы (184) видно, что для определения величины ΔH_2 по разности Δt_2 времен прихода отраженных волн к двум равноудаленным точкам наблюдений необходимо знать величину ΔH_1 .

Определение ΔH_1 . В ряде случаев преломляющая граница, расположенная выше исследуемой отражающей границы, не является отражающей. Особенно часто это наблюдается в тех случаях, когда преломляющая граница залегает на небольшой глубине. Для изучения рельефа преломляющей границы может быть использован корреляционный метод преломленных волн. Исследование рельефа преломляющей границы целесообразно проводить с помощью площадной съемки при одном общем пункте взрыва. Положение пункта взрыва в случае работ КМПВ следует выбирать в зависимости от взаимного расположения областей прослеживания отраженных волн, соответствующих разведываемой границе, и преломленных волн, отвечающих лежащей выше границе раздела скоростей. В одних случаях, когда наблюдения МОВ проводят на таких расстояниях от ПВ, на которых могут быть зарегистрированы преломленные волны, соответствующие лежащей выше границе раздела, площадная съемка КМПВ может быть выполнена в тех же ПВ, что и площадная съемка МОВ. При этом волны, отвечающие обеим границам, можно регистрировать на одних и тех же сейсмограммах. В других случаях, когда площадную съемку МОВ проводят на расстояниях от пункта взрыва, недостаточных для регистрации преломленных волн, для получения карт изохрон преломленных волн следует использовать отдельный пункт взрыва.

Разность ΔH_1 глубин различных точек преломляющей границы может быть определена по формуле

$$\Delta H_1 = \frac{[\Delta t_{\text{пр1}}]}{\cos i} v_1, \quad (185)$$

где $i = \arcsin(v_1/v_2)$ — предельный угол; $\Delta t_{\text{пр1}} = t_{\text{набл1}} - t_{\text{норм1}}$ — разность наблюдаемого и нормального полей времен преломленной волны.

Определение ΔH_2 . Если подставить выражение (185) в формулу (184), получим следующую формулу для ΔH_2 :

$$\Delta H_2 = (\Delta t_{\text{пр2}} - a \Delta t_{\text{пр1}}) \frac{v_2}{2 \cos \alpha}, \quad (186)$$

где $a = [\sin(\alpha - \beta)] / (\sin \alpha \cos i)$.

Определим пределы изменения коэффициента a . При $\beta \rightarrow 0$ и $\alpha \rightarrow 0$

$$\lim a = \frac{\cos \beta - \left(\frac{\sin \beta}{\sin \alpha} \right) \cos \alpha}{\cos i} = \sqrt{\frac{1 - \frac{v_1}{v_2}}{1 + \frac{v_1}{v_2}}}. \quad (187)$$

$$\begin{aligned} \text{При } \alpha \rightarrow \pi/2; \quad \beta = \arcsin(v_1/v_2) \\ \lim a = 1. \end{aligned} \quad (188)$$

Как показывают расчеты, если $x < H$, величина a сравнительно медленно возрастает с изменением расстояния x . Так, например, при $H_1 = 150$ м, $H_2 = 1250$ м, $\sin i = 0,7$. При изменении x в диапазоне 0—1000 м величина a меняется в пределах 0,42—0,44. Поэтому в случае небольшого изменения расстояний x и $H_1 \ll H_2$ с точностью, достаточной для интерпретации, можно считать коэффициент a постоянной величиной.

Интерпретация карт изохрон отраженной волны. При интерпретации карт изохрон формулу (186) можно представить так:

$$\Delta H_2 = [(t_{\text{отр. набл}2} - t_{\text{отр. норм}2}) - a (t_{\text{пр. набл}1} - t_{\text{пр. норм}1})] \frac{v_2}{2 \cos \alpha}. \quad (189)$$

Для определения нормального поля $t_{\text{отр. норм}2}$ необходимо знать глубины H_1 и H_2 в одной опорной точке. Уравнение нормального годографа в рассматриваемом случае имеет вид

$$t = 2 [H_1 \operatorname{tg} \beta + (H_2 - H_1) \operatorname{tg} \alpha]; \quad (190)$$

$$t = 2 \left[H_1 \left(\frac{1}{v_1 \cos \beta} - \frac{1}{v_2 \cos \alpha} \right) + \frac{H}{v_2 \cos \alpha} \right].$$

Изолинии нормального поля в этом случае (как и для однородной среды, покрывающей отражающую границу) представляют собой концентрические окружности, которые сгущаются по мере удаления от пункта взрыва.

Техника интерпретации карт изохрон отраженных волн. При наличии преломляющей границы, расположенной над отражающей, техника интерпретации карт изохрон отраженных волн состоит из следующих основных операций.

1. Построение по наблюдаемым данным карт изохрон отраженной волны, соответствующей основной границе, и преломленной волны, отвечающей промежуточной границе.

2. Составление нормальных карт изохрон $t_{\text{отр. норм}2}$ и $t_{\text{пр. норм}1}$.

3. Построение разностной карты изохрон $\Delta t_{\text{отр}2} = t_{\text{отр. набл}2} - t_{\text{отр. норм}2}$.

4. Построение разностной карты изохрон $\Delta t_{\text{пр}1} = t_{\text{пр. набл}1} - t_{\text{пр. норм}1}$. При этом нулевая отметка приписывается изолинии $\Delta t_{\text{пр}1}$, проходящей через точку, для которой задана опорная глубина H_1 .

5. Умножение отметок изохрон разностной карты $t_{\text{пр.набл.1}} - t_{\text{пр.норм.1}}$ на коэффициент $a = a(x)$. В общем случае, если необходимо учитывать изменение a с изменением расстояния x , нужно, пользуясь кривой $a = a(x)$, нанести на карту $\Delta t_{\text{пр.1}}$ семейство окружностей с различными значениями параметра a . В точках пересечения изолиний $\Delta t_{\text{пр.1}}$ и a следует провести изолинии $a \Delta t_{\text{пр.1}}$. В частном случае, когда для диапазона расстояний, применявшихся при площадной съемке, можно пренебречь изменением коэффициента a с переменной расстояния x и принять $a = \text{const}$, достаточно отметки изохрон карты умножить на постоянную величину b .

6. Составление карты разностей $\Delta t_{\text{отр.2}} - a(x) \Delta t_{\text{пр.1}}$.

7. Построение карты ΔH_2 . Для этого необходимо умножить величину $\Delta t_{\text{отр.2}} - a(x)$ на $v_2 / (2 \cos \alpha)$.

8. Переход от карты изолиний ΔH_2 к карте изоглубин H_2 .

9. Учет сноса. При сделанных ранее предположениях относительно формы границ раздела точку отражения можно отнести к половине расстояния между пунктом взрыва и точками наблюдений.

Техника выполнения операций, указанных в пунктах 7—9, описана в разделе 4 настоящей главы.

6. Приближенные методы интерпретации карт изохрон при наличии ряда отражающих границ

При многослойной среде с рядом отражающих границ рассмотрим следующие случаи:

1) над отражающими границами нет преломляющей;

2) преломляющая граница имеется и расположена над верхней из отражающей границ.

При отсутствии преломляющей границы будем считать, что среда, покрывающая каждую из границ раздела, однородна и характеризуется некоторой средней скоростью $v_{\text{ср.}i}$ ($i = 1, 2, \dots$), причем в общем случае средние скорости до каждой из границ различны. При наличии же преломляющей границы допустим, что средняя скорость в среде, расположенной между преломляющей и каждой из отражающей границ, постоянна.

При сделанных предположениях построение карты изоглубин каждой из отражающих границ сводится к случаям, разобранным выше. Поэтому на них останавливаться не будем, и рассмотрим только способы построения карт равных мощностей слоев, расположенных между двумя отражающими границами. Построение таких карт представляет большой интерес при разведке несогласно залегающих слоев с малыми углами наклона. Полученные результаты применимы для любого числа отражающих границ.

Случай, когда среда, покрывающая каждую из отражающих границ, однородна. Пусть отражающие границы мало уклоняются от горизонтальной плоскости. При сделанных ранее предположениях относительно скоростного разреза приращение глубины залегания каждой из границ может

быть вычислено по формуле (172). Обозначим мощность слоя, расположенного между двумя отражающими границами, через h . Приращение его мощности выражается формулой

$$\Delta h = \Delta H_2 - \Delta H_1 = \frac{\Delta t_2 v_{cp2}}{2 \cos \alpha_2} - \frac{\Delta t_1 v_{cp1}}{2 \cos \alpha_1}, \quad (191)$$

где $\Delta t_1 = t_{набл1} - t_{норм1}$; $\Delta t_2 = t_{набл2} - t_{норм2}$; α_1, α_2 — углы отражения соответственно от первой и второй отражающей границ; v_{cp1}, v_{cp2} — средние скорости соответственно до первой и второй границ.

Формула (191) позволяет составить карту Δh без учета сноса. Учет величины сноса производят таким же образом, как и построение карты изоглубин H_1 .

Для перехода к абсолютным величинам мощности h слоя, расположенного между двумя отражающими границами, нужно знать мощность этого слоя в одной опорной точке. Величину h определяют таким же способом, как при построении карты изоглубин H_1 .

Если при каждом заданном x выполняется равенство $v_{cp1}/\cos \alpha_1 \approx v_{cp2}/\cos \alpha_2$, то формула для определения ΔH_2 упрощается. Это возможно в следующих случаях:

- 1) при небольших различиях в глубинах отражающих границ;
- 2) если средняя скорость до обеих отражающих границ одинакова, а используемые расстояния $x \ll H_1$ и H_2 и, следовательно, величины $\cos \alpha$ мало отличаются от единицы;
- 3) когда средняя скорость возрастает с глубиной таким образом, что при каждом заданном x отношение $v_{cp}/\cos \alpha_1$ сохраняется постоянным.

В последнем случае формула (191) примет вид

$$\Delta h = (\Delta t_2 - \Delta t_1) \frac{v_{cp}}{2 \cos \alpha}. \quad (192)$$

Выражение (192) можно представить так:

$$\Delta h = [(t_{набл2} - t_{набл1}) - (t_{норм2} - t_{норм1})] \frac{v_{cp}}{2 \cos \alpha}. \quad (193)$$

Из формулы (193) видно, что для получения карты Δh необходимо составить карты разности величин $t_2 - t_1$ для наблюдаемого и нормального полей. Затем путем использования построенных разностных карт нужно составить карту разности $(t_{набл2} - t_{набл1}) - (t_{норм2} - t_{норм1})$. Остальные операции аналогичны описанным ранее.

Случай, когда над обеими отражающими границами расположена преломляющая граница. Пусть средняя скорость в среде между преломляющей и первой отражающей границами равна v_{cp2} , а между преломляющей и второй отражающей границами — v_{cp3} . Времена прихода волн, отраженных от первой и второй отражающих границ, обозначим t_2 и t_3 , а волны, преломленной на лежащей выше границе раздела, — $t_{пр1}$. В рассматриваемом случае изменение глубины до каждой из отражающих границ описывается выражением, подобным формуле

(189). Изменение мощности слоя, расположенного между двумя отражающими границами, имеет вид

$$\begin{aligned} \Delta H_3 - \Delta H_2 = & [(t_{\text{отр. набл3}} - t_{\text{отр. норм3}}) - (t_{\text{пр. набл1}} - \\ & - t_{\text{пр. норм1}}) a_3(x)] \frac{v_{\text{ср3}}}{2 \cos \alpha_3} - [(t_{\text{отр. набл2}} - t_{\text{отр. норм2}}) - \\ & - (t_{\text{пр. набл1}} - t_{\text{пр. норм1}}) a_2(x)] \frac{v_{\text{ср2}}}{2 \cos \alpha_2}, \end{aligned} \quad (194)$$

где обозначения α_2 и a_2 соответствуют первой отражающей границе, а α_3 и a_3 — второй. В тех случаях, когда можно пренебречь различиями в значениях a_2 и a_3 , а также в величинах $v_{\text{ср2}}/\cos \alpha_2$ и $v_{\text{ср3}}/\cos \alpha_3$, формула (194) упрощается и принимает вид, подобный равенству (183). Техника построения карт равных мощностей аналогична рассмотренной ранее.

Глава XIV

УЧЕТ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ГРАДИЕНТА СКОРОСТИ В ПОКРЫВАЮЩЕЙ СРЕДЕ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГОДОГРАФОВ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

Неучет горизонтального градиента скорости в покрывающей среде при интерпретации годографов преломленных волн так же, как и в методе отраженных волн [10], может привести к существенным искажениям формы преломляющих границ и к ошибочным выводам о характере исследуемых структурных форм. Для интерпретации годографов преломленных волн при изменении скоростей в покрывающей среде в горизонтальном направлении принципиально применим метод полей времен [16], но построение полей времен при этом значительно усложняется [14]. Рассмотрим приближенные способы интерпретации, позволяющие учесть изменение скоростей в горизонтальном направлении.

1. Искажение углов наклона преломляющих границ за счет неучтенного горизонтального градиента скорости

Рассмотрим горизонтальную преломляющую границу D , залегающую на глубине H . Средняя скорость по вертикали в среде, покрывающей эту границу, непрерывно изменяется в горизонтальном направлении от $v_{\text{срА}}$ в точке наблюдения A до $v_{\text{срВ}}$ в точке B . Проанализируем, какие ошибки будут допущены в определении угла наклона границы D при интерпретации продольных и поперечных годографов, если не учитывается горизонтальный градиент скорости $v_{\text{ср}}$. Полагаем, что граничная скорость задана.

Продольные годографы. Пусть по системе встречных годографов определена кривая t_0 вдоль линии профиля. При этом в произвольных точках A и B получены соответствующие значе-

ния t_{0A} и t_{0B} . Величина t_0 в случае среды с постоянной средней скоростью связана с глубиной зависимостью

$$t_0 = \frac{2H}{v_{cp}} \cos i, \quad (195)$$

где $i = \arcsin (v_{cp}/v_{гр})$.

Для среды с переменной средней скоростью формула (195) является приближенной. У отраженных волн даже при больших горизонтальных градиентах средней скорости величина $t_{0отр}(v_{cp} = \text{var})$ лишь незначительно отличается от величины $t_{0отр} = 2H/v_{cp}$, вычисленной в предположении постоянства v_{cp} . Поскольку величины $t_{0отр}$ и $t_{0пр}$ для отраженных и преломленных волн при изменении v_{cp} меняются в одну и ту же сторону, это дает основания и в методе преломленных волн при наличии горизонтального градиента скорости пользоваться формулой (195) в качестве приближенной. При сделанных допущениях фиктивная разность глубин δH в точках A и B , вычисленная по разности $\Delta t = t_{0B} - t_{0A}$, примет вид

$$\delta H = \frac{v_{cp} \Delta t}{2 \cos i_{cp}}, \quad (196)$$

где v_{cp} — средняя скорость, принятая при интерпретации наблюдаемых данных.

Следовательно, если при интерпретации не учитывать горизонтальный градиент скорости, то горизонтальная преломляющая граница станет наклонной. Осредненное значение фиктивного угла наклона φ_{Φ} границы раздела между точками A и B выразится формулой

$$\sin \varphi_{\Phi} = \frac{\delta H}{x} = \frac{v_{cp} H}{x \cos i_{cp}} \left(\frac{\cos i_B}{v_{cpB}} - \frac{\cos i_A}{v_{cpA}} \right), \quad (197)$$

где x — расстояние между точками A и B .

Если принять, что средняя скорость v_{cp} изменяется от точки A к точке B по линейному закону

$$v_{cpB} = v_{cpA} (1 + bx), \quad (198)$$

где b — коэффициент, то формула (197) примет вид

$$\sin \varphi_{\Phi} = \frac{v_{cp}}{v_{cpA}} \frac{H}{x \cos i_{cp}} \left(\frac{\cos i_B}{1 + bx} - \cos i_A \right). \quad (199)$$

Выражение (199) можно представить также в виде

$$\begin{aligned} \sin \varphi_{\Phi} = & - \frac{v_{cp}}{v_{cpA}} \frac{bH}{1 + bx} \frac{\cos i_A}{\cos i_{cp}} \frac{\cos i_A - \cos i_B}{1 + bx} \times \\ & \times \frac{v_{cp}}{v_{cpA}} \frac{H}{x \cos i_{cp}}. \end{aligned} \quad (200)$$

При $bx > 0 \sin \varphi_{\phi} < 0$, а в случае $bx < 0 \sin \varphi_{\phi} > 0$, т. е. в направлении возрастания скорости будет получен фиктивный подъем преломляющей границы, а в направлении убывания — фиктивное падение. При $bx \rightarrow 0$ второй член выражения (200) превращается в неопределенность типа 0/0. После раскрытия неопределенности формула (200) примет следующий вид:

$$\sin \varphi_{\phi} = - \frac{v_{\text{ср}}}{v_{\text{срА}}} \times bH \sec i_A \sec i_{\text{ср}}. \quad (201)$$

Сопоставим выражения (197), (199) и (200) для фиктивного угла наклона преломляющей границы с аналогичными формулами, полученными в работе [10] для отражающих границ. Фиктивный угол наклона, определяемый по величинам t_0 для отраженных волн при изменении скоростей по закону (198), выражается соотношением

$$\sin \varphi_{\phi, \text{отр}} = - \frac{v_{\text{ср}}}{v_{\text{срА}}} \frac{bH}{1 + bx}. \quad (202)$$

Первый член формулы (200) отличается от соотношения (202) только множителем $\cos i_A / \cos i_{\text{ср}}$. Если при интерпретации принято значение $v_{\text{ср}}$, заключенное в пределах $v_{\text{срА}} \leq v_{\text{ср}} < v_{\text{срВ}}$, то $\cos i_B / \cos i_{\text{ср}} \geq 1$. Следовательно, первый член фор-

мулы (200) по абсолютной величине больше или равен $\sin \varphi_{\phi, \text{отр}}$. Второй член формулы (200) как при $v_{\text{срА}} < v_{\text{срВ}}$ ($b > 0$), так и при $v_{\text{срА}} > v_{\text{срВ}}$ ($b < 0$) имеет такой же знак, как и первый член. Таким образом,

$$\begin{aligned} |\sin \varphi_{\phi, \text{пр}}| &> |\sin \varphi_{\phi, \text{отр}}|; \\ |\varphi_{\phi, \text{пр}}| &> |\varphi_{\phi, \text{отр}}|, \end{aligned} \quad (203)$$

т. е. ошибки в углах наклона границ раздела за счет неучтенного

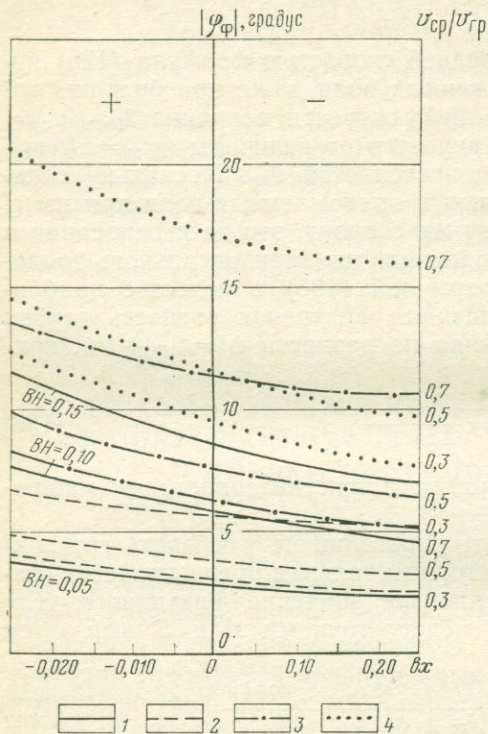


Рис. 102. Зависимость фиктивных углов наклона границ раздела от величины bx при различных значениях параметров bH и $v_{\text{ср}}/v_{\text{гр}}$.

Отношения $v_{\text{ср}}/v_{\text{гр}}$ даны на соответствующей оси для каждой кривой; 1 — угол $\varphi_{\phi, \text{отр}}$ для отраженных волн при различных значениях bH ; 2 — угол $\varphi_{\phi, \text{пр}}$ для преломленных волн при $bH=0,05$; 3 — то же, при $bH=0,10$; 4 — то же, при $bH=0,15$

горизонтального градиента скорости в методе преломленных волн больше, чем в методе отраженных волн.

На рис. 102 представлена зависимость углов $\varphi_{\text{ф. пр}}$ от величины bH при различных значениях bH и $v_{\text{ср. А}}/v_{\text{Гр}}$, принятых за параметр. Зависимость рассчитана по формуле (200) при значении $v_{\text{ср}} = v_{\text{ср. А}}$. В левой части рис. 102 при $bH < 0$ угол $\varphi_{\text{ф}} > 0$, а в правой части — при $bH > 0$ $\varphi_{\text{ф}} < 0$. Видно, что при сравнительно больших значениях $bH = 0,10 \div 0,15$ фиктивный угол наклона $\varphi_{\text{ф}}$ преломляющей границы может достигать больших величин, примерно $10\text{--}20^\circ$. Величины $\varphi_{\text{ф}}$ тем выше, чем больше отношение $v_{\text{ср}}/v_{\text{Гр}}$, т. е. чем меньше различия в значениях скоростей в покрывающей среде и в преломляющем слое. Для заданных значений bH и $v_{\text{ср}}/v_{\text{Гр}}$ углы $\varphi_{\text{ф}}$ в области отрицательных значений bH больше, чем в области положительных, т. е. фиктивный угол наклона в случае наличия неучтенного градиента скорости при отрицательных градиентах больше, чем при положительных.

Когда невелики значения bH ($bH = 0,05$), углы $\varphi_{\text{ф}}$ значительно меньше, чем при больших величинах bH . Однако и в этом случае $\varphi_{\text{ф}}$ достигают значений, соизмеримых с углами наклона структур, подлежащих поискам и разведке. Так, например, при $v_{\text{ср}}/v_{\text{Гр}} = 0,5$, $b = 0,025 \text{ км}^{-1}$, $H = 2 \text{ км}$ и $x = 2 \text{ км}$ $\varphi_{\text{ф}} > 3^\circ$. Следовательно, в случае интерпретации данных, полученных при изучении пологих структур, необходим учет даже небольших горизонтальных градиентов скорости. При исследовании же структур с большими углами наклона слоев ($15\text{--}20^\circ$), когда требуемая точность определения углов наклона составляет $3\text{--}4^\circ$, градиентами скорости, для которых $bH < 0,05$, можно пренебречь.

Влияние неучтенного горизонтального градиента скорости особенно опасно в случае изучения глубоких границ, так как при значительных глубинах даже малые величины b могут дать большие фиктивные углы наклона. Например, если $b = 0,02 \text{ км}^{-1}$, что соответствует изменению скорости в покрывающей среде 2% на 1 км , и $H = 5 \text{ км}$, то при $v_{\text{ср}}/v_{\text{Гр}} = 0,5$ и $x = 2 \text{ км}$ $\varphi_{\text{ф}} > 7^\circ$. Поэтому при глубинных сейсмических разведке и зондировании необходимо получать данные об изменении средних скоростей в покрывающей среде для учета горизонтального градиента скорости.

На рис. 102 для сравнения нанесены кривые фиктивных углов наклона, получающихся при интерпретации годографов отраженных волн без учета горизонтального градиента скорости. Сопоставление кривых $\varphi_{\text{ф}}$, вычисленных для отраженных и преломленных волн, показывает, что в случае резкой скоростной дифференциации среды, т. е. при малых $v_{\text{ср}}/v_{\text{Гр}}$, углы $\varphi_{\text{ф. пр}}$ мало отличаются от углов $\varphi_{\text{ф. отр}}$. При слабой же скоростной дифференциации среды (большие значения $v_{\text{ср}}/v_{\text{Гр}}$) величины $\varphi_{\text{ф. пр}}$ значительно больше, чем $\varphi_{\text{ф. отр}}$.

Поперечные годографы. В случае горизонтальной преломляющей границы разность Δt времен прихода волн к двум равноудаленным точкам поперечного профиля, в которых средняя

скорость соответственно равна v_{cpA} и v_{cpB} , выражается формулой

$$\Delta t = H \left(\frac{\cos i_B}{v_{cpB}} - \frac{\cos i_A}{v_{cpA}} \right). \quad (204)$$

Осредненное значение фиктивного угла наклона φ_f выразится формулой (197). Следовательно, для оценки возможных ошибок определения углов наклона в случае интерпретации поперечных годографов можно пользоваться рис. 102. Таким образом, при интерпретации поперечных годографов так же, как и продольных, необходимо учитывать горизонтальный градиент средней скорости.

2. Приближенные способы интерпретации годографов преломленных волн при наличии горизонтального градиента скорости

В случае двуслойных сред или сред, которые с достаточной степенью точности могут быть заменены двуслойными [82], при интерпретации наблюдаемых годографов преломленных волн необходимо знать закон изменения средней скорости вдоль линии профиля. Этот закон может быть установлен на основании определений средней скорости в ряде точек профиля по данным сейсмического каротажа скважин, по материалам метода отраженных волн [73], по начальным точкам годографов преломленных волн [107, 143] или по точке пересечения годографов преломленных волн [107, 132]. Имея значения средней скорости в ряде точек и интерполируя между ними, можно приближенно определить закон $v_{cp} = v_{cp}(x)$ изменения средней скорости вдоль линии профиля.

Рассмотрим приближенные способы учета изменения средней скорости вдоль линии профиля при интерпретации продольных и поперечных годографов преломленных волн.

Продольные годографы. Из формулы (195) следует, что истинная глубина H_k , определяемая по нормали в k -й точке профиля, характеризующейся средней скоростью v_{cpk} , связана с глубиной H'_k , которая получена при допущении, что средняя скорость равна v_{cp} зависимостью

$$\frac{H_k}{H'_k} = \frac{v_{cpk}}{v_{cp}} \frac{\cos i}{\cos i_k}. \quad (205)$$

Здесь $i = \arcsin(v_{cp}/v_{gp})$.

Путем использования формулы (205) можно проводить интерпретацию годографов в предположении, что скорость v_{cp} в покрывающей среде постоянна, а затем пересчитывать глубины по формуле (205) с учетом изменения скорости вдоль профиля и перестраивать сейсмический разрез. Этот способ является приближенным, так как он основан на допущении, что в случае наличия горизонтального градиента скорости величина t_0 может быть выражена формулой (195), где v_{cp} — значение средней скорости, равное для разных точек профиля. Методика интерпретации при использовании приближенного способа следующая.

1. По системе встречных годографов преломленных волн строят разрез методом полей времени или t_0 в предположении, что v_{cp} в покрывающей среде постоянна. По преломляющей границе методом полей времен или способом разностного годографа определяют $v_{гp}$. Отметим, что при наличии неучтенного горизонтального градиента скорости в покрывающей среде возможны ошибки в вычислении $v_{гp}$. Этот вопрос требует специального исследования, однако, судя по расчетам, сделанным для некоторых частных случаев, при не слишком больших углах наклона преломляющих границ ($\varphi \leq 10^\circ$) указанные ошибки находятся в пределах точности определения $v_{гp}$. В дальнейшем будем считать, что $v_{гp}$ определена точно.

2. Пользуясь кривой изменения v_{cp} вдоль линии профиля, для каждой точки профиля находят коэффициент

$$g_k = \frac{v_{cpk} \cos i}{v_{cp} \cos i_k} \quad (206)$$

для перехода от глубин H'_k , определенных при $v_{cpk} = \text{const.}$ к глубинам H_k , соответствующим переменной средней скорости v_{cp} .

3. Значения глубин H'_k по нормали, определенные по разрезу, построенному при $v_{cpk} = \text{const.}$, умножают на величины g_k , соответствующие каждой k -й точке профиля. Затем из каждой точки профиля, как из центра, проводят окружность с радиусом, равным H'_k , и находят огибающую этого семейства окружностей. Огибающая и будет представлять собой разрез преломляющих границ, построенный с учетом изменения средней скорости вдоль профиля. При небольших углах наклона границ раздела ($\varphi \leq 5^\circ$) можно с достаточной точностью считать, что глубины нормали к границе равны глубинам по вертикали. В этом случае глубины H'_k можно измерять по вертикали под каждой точкой профиля и откладывать по вертикали глубины $H_k = g_k H'_k$.

В качестве примера на рис. 103 приведены для двух профилей наблюдаемые кривые изменения средней скорости вдоль линии профиля и разрезы преломляющих границ, построенные при постоянной и переменной средних скоростях в покрывающей среде. Кривые изменения средних скоростей построены на основании определения величин v_{cp} по точке пересечения годографов преломленных волн в ряде пунктов профиля. Разрезы составлены методом полей времен при постоянной величине $v_{cp} = 1000$ м/с и затем пересчитаны с учетом изменения скорости вдоль профиля способом, описанным выше. Разрезы приведены для района, где преломляющей границей является поверхность метаморфических пород, покрытых песчано-глинистыми отложениями.

Как видно из рис. 103, а, если при интерпретации принята постоянная средняя скорость, то рельеф преломляющей границы в значительной степени сглаживается. Рис. 103, б позволяет сопоставить сейсмические разрезы с данными буровых скв. 1 и 2, которые пробурены до поверхности метаморфических пород. Сравнение показывает, что при неучтенном горизонтальном градиенте скоро-

сти на участке между скважинами искажен не только угол наклона преломляющей границы, но даже направление ее падения. Сейсмический разрез, построенный с учетом изменения скорости вдоль линии профиля, хорошо согласуется с данными бурения. Аналогичные результаты были получены при сопоставлении подобных материалов в других районах. Это подтверждает вывод о необходимости учета горизонтального градиента скорости при интерпретации годографов преломленных волн.

Приближенный способ интерпретации, описанный для двуслойной среды, применим также и с целью исследования многослойных

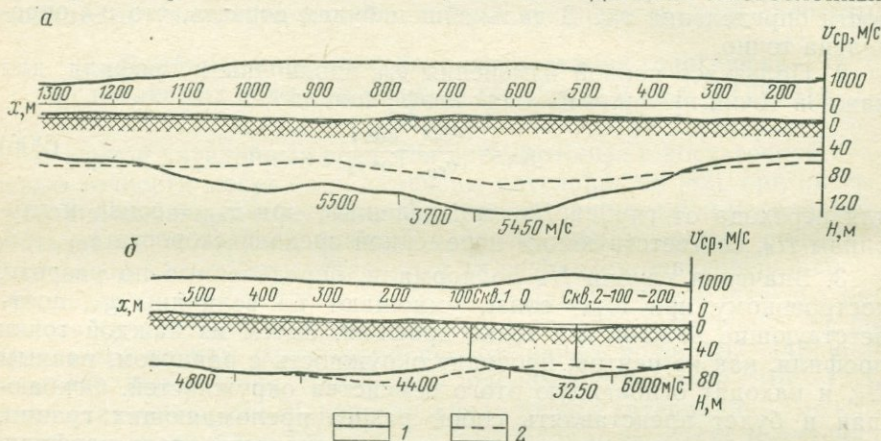


Рис. 103. Наблюдаемые кривые изменения v_{cp} вдоль линии профиля и разрезы преломляющих границ.

а — профиль 188, б — профиль 192; 1 — разрез, построенный с учетом изменения скорости; 2 — то же, без учета

сред, в которых пластовые скорости $v_{пл}$ в слоях от первого до ($k-1$)-го постоянны, а в k -ом слое изменяются в горизонтальном направлении. Для получения разреза k -й преломляющей границы необходимо перенести годографы, как это делают в методе полей времен, на $k-1$ -ю границу. Затем, зная закон изменения с расстоянием x пластовой скорости в k -м слое, можно проводить интерпретацию, используя методику для двуслойной среды.

Поперечные годографы. Пусть вдоль линии поперечного профиля средняя скорость изменяется в зоне выхода лучей из второй среды. Допустим, как принято при интерпретации поперечных годографов, что время прихода волны к образующей l (рис. 104) вертикального кругового цилиндра с осью, проходящей через пункт взрыва, постоянно [64]. Тогда разность времен прихода волны к точкам A и B поперечного профиля

$$\Delta t = \frac{H_B}{v_{cpB}} \cos i_B - \frac{H_A}{v_{cpA}} \cos i_A. \quad (207)$$

Из соотношения (207) следует, что разность глубин $\Delta H = H_B - H_A$ при наличии горизонтального градиента средней скорости может быть представлена в виде

МЕТОД ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН ПРИ ИЗУЧЕНИИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ВНУТРЕННИХ ГРАНИЦ ФУНДАМЕНТА

Глава XV

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ФУНДАМЕНТА [53]

Изучение верхней части фундамента в рудных районах представляет большой практический интерес, так как к его коре выветривания приурочены различные месторождения, в том числе железные руды и бокситы. Решение этой задачи методом отраженных волн встречается со значительными трудностями из-за сложности и изменчивости наблюдаемого волнового поля, неясности стратиграфической привязки регистрируемых волн, отсутствия критериев для выделения волн, связанных с фундаментом, и несоответствия сейсмических и геологических границ.

Задача еще больше усложняется в условиях, когда над фундаментом залегают сильнодифференцированные по скоростям породы, отражающие значительную часть энергии падающих волн. В таких ситуациях часто невозможно провести идентификацию отраженных волн, связанных с фундаментом, и выбрать рациональную методику его разведки.

В настоящей главе на основании анализа экспериментальных данных (сейсмических и акустического каротажа), полученных в Белгородском районе Курской магнитной аномалии (КМА), и теоретических расчетов для моделей среды, построенных по материалам АК, показаны возможности расшифровки наблюдаемых волновых полей. Сформулированы критерии для распознавания волн, связанных с фундаментом, а также сделаны выводы о разведочных возможностях МОВ при изучении приповерхностной части фундамента и о способах усовершенствования методики работ. Полученные результаты применимы и для других районов с аналогичным сейсмогеологическим строением.

1. Краткая сейсмогеологическая характеристика среды

Геологическое строение района исследования. В геологическом строении района участвуют два комплекса пород, резко отличающихся по условиям залегания и составу: сложнодислоцированные осадочно-метаморфизованные и интрузив-

ные породы докембрийского фундамента PR_1 с глубиной залегания 500—750 м, которые перекрыты несогласно залегающими осадочными отложениями палеозойского и мезо-кайнозойского возрастов (C_1 , J_{2-3} , K_{1-2}). Наблюдается региональное погребение фундамента с северо-востока на юго-запад. При этом повышение мощности покрывающих осадков происходит главным образом за счет увеличения отложений каменноугольного возраста.

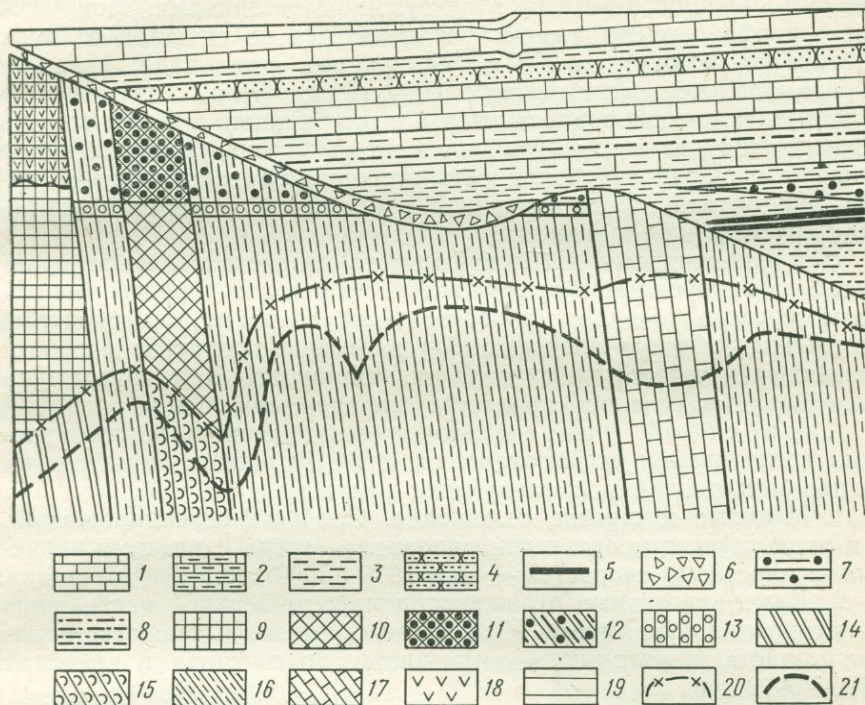


Рис. 105. Схематический геологический разрез коры выветривания пород курской метаморфической серии Белгородского района КМА.

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — глины; 4 — песчаники; 5 — бурый уголь; 6 — переотложенные железные руды; 7 — осадочные бокситы; 8 — песчаные глины; 9 — железно-слюdkово-мартиновые руды; 10 — мартит — гидрогематитовые руды; 11 — железо-алюминиевые руды; 12 — бокситы; 13 — аллиты; 14 — железно-слюdkово-магнетитовые кварциты; 15 — силикато-магнетитовые кварциты; 16 — филлитовидные сланцы; 17 — мраморизованные известняки; зоны коры выветривания: 18 — карбонатизации, 19 — латеритная, 20 — рыхлых пород и полного или почти полного выщелачивания кварца, 21 — окисления и частичной дезинтеграции

Породы кристаллического фундамента (железистые кварциты и вмещающие их сланцы разного состава) смяты в сложные складки с преимущественно крутопадающими крыльями. В верхней части пород погребенного фундамента присутствует кора выветривания, мощность которой изменяется от 1 м до многих десятков метров. К коре выветривания на ряде площадей приурочены рудные месторождения — железные руды и бокситы. Наличие в кровле

фундамента коры выветривания переменной мощности, состоящей на различных участках из пород разного состава, создает сложный криволинейный рельеф поверхности консолидированного фундамента (рис. 105).

Осадочные отложения, покрывающие фундамент, залегают практически горизонтально. Непосредственно на коре выветривания фундамента размещены породы нижнего карбона, представленные неоднородными, местами сильнозакарстованными, в различной степени трещиноватыми и глинистыми известняками. Мощность каменноугольных отложений увеличивается по площади от нуля (на северо-востоке) до 200 м (на крайнем юго-западе) главным образом за счет регионального погружения фундамента. Рельеф фундамента, неоднородность коры выветривания и изменчивость покрывающих ее горизонтально-слоистых каменноугольных пород создают сильную неоднородность строения приповерхностной части фундамента, представляющей наибольший интерес при разведке рудных месторождений.

Над известняками каменноугольного возраста залегают сравнительно однородные и выдержанные по региону терригенные породы юрского (J_{2-3}) и мелового (K_{1-2}) возрастов, карбонатные отложения мелового возраста (K_2) и песчано-глинистые разности третичных и четвертичных осадков. Мощность этих отложений мало меняется по площади и составляет примерно 500 м.

Скоростной разрез. По данным скважинных сейсмических исследований (сейсмокаротаж и ВСП) разрез схематически может быть разделен на следующие комплексы.

1. Меловые и юрские отложения. Слабодифференцированная, а в ряде случаев практически однородная среда с низкими значениями пластовых скоростей — $v_{пл} = 1900 \div 2500$ м/с.

2. Каменноугольные отложения и породы верхней части коры выветривания фундамента. При сейсмокаротаже выделяются один-два пласта, в которых $v_{пл}$ изменяется по площади в пределах 3500—5000 м/с.

3. Нижняя часть коры выветривания и консолидированный фундамент. Скорости в консолидированном фундаменте в зависимости от состава слагающих его пород изменяются в диапазоне 4000—6000 м/с.

В ряде случаев по данным скважинных сейсмических наблюдений оказывается невозможным разделить второй и третий комплексы пород особенно при малой мощности каменноугольных известняков.

2. Экспериментальное изучение поля отраженных волн

Аппаратура и методика полевых наблюдений. Экспериментальное изучение поля отраженных волн проведено по серии продольных сейсмических профилей, расположенных вдоль и вкрест простиранья пород на площади с крайне неоднородным строением коры выветривания докембрийского фундамента.

Исследования выполнены как в варианте обычной взрывной сейсморазведки, так и путем постановки невзрывного вибросейсмического метода разведки [116]. Работы обеими модификациями проводили на одних и тех же профилях. Это дало возможность сравнить волновые поля, возбуждаемые различными источниками, определить их сходство и различия.

В модификации взрывного варианта использовали полуторные системы наблюдений при шаге между группами сейсмоприемников, составляющем 15 м, и взрывном интервале, равном 165 м. Максимальное удаление от пункта взрыва достигало 330 м. Группирование сейсмоприемников (число сейсмоприемников $n=7$) применялось для снижения уровня низкочастотных и низкоскоростных поверхностных волн. Взрывы производили в скважинах глубиной до 30—35 м (оптимальная глубина 20—25 м) при величине заряда $Q=0,2 \div 0,4$ кг.

Основной объем сейсмических наблюдений выполнен сейсмостанцией с аналоговой магнитной записью с включенными АРУ и ПРУ на фильтрации $\Phi=30=0$. На некоторых участках регистрация сейсмических колебаний проведена сейсмической станцией с осциллографической записью на фильтрациях 30—65; 0—60 и 30—90 Гц без применения АРУ, ПРУ, а также без смесителя. Этот материал использован для оценки динамических характеристик зарегистрированного волнового поля.

При вибросейсмических исследованиях регистрация отраженных волн непосредственно вблизи источника осложнена из-за сильного влияния поверхностных волн. Поэтому наблюдения проводили на расстояниях $x=165 \div 330$ м от источников. Интервал между источниками составлял 165 м, расстояние между центрами групп ($n=10$) — 15 м. Возбуждение сейсмических колебаний выполняли с помощью центробежного вибратора, установленного на поверхности земли, при частотном диапазоне спектра излучателя 35—65 Гц и длительности посылки, равной 2 мин. Величина передаваемых усилий на грунт составляла около 1 тс. Регистрацию и последующую обработку вибросейсмических записей производили специальным счетно-решающим аналоговым вибросейсмическим комплектом аппаратуры [116].

Сопоставление волновых полей, возбуждаемых взрывами и вибрационными источниками. Типичная волновая картина, регистрируемая при вибрационном воздействии, показана на рис. 106, а. Отраженные волны надежно начинают выделяться только на удалении более 100 м. Сопоставление записей отраженных волн, зарегистрированных на одном и том же участке профиля при вибрационном и взрывном источниках (см. рис. 106, б), показывает, что при обоих типах воздействия регистрируются одни и те же отраженные волны групп А и В, и их кинематические характеристики тождественны. Некоторые различия в форме импульсов отраженных волн объясняются неодинаковым частотным составом колебаний, возбуждаемых при вибрационном и взрывном способах возбуждения. Применение ПРУ при

регистрации колебаний, возбуждаемых взрывами, существенно исказило истинное соотношение амплитуд сейсмических волн особенно в начальной части сейсмограммы.

Хорошая сопоставимость записей отраженных волн при вибрационном и взрывном возбуждении получена при одиночных воздействиях без специальных методических приемов. Это доказывает

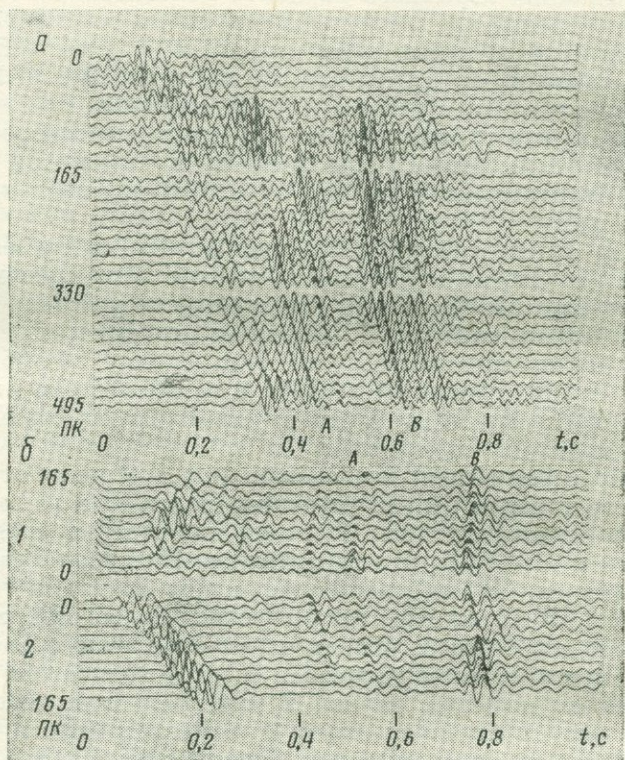


Рис. 106. Пример записи отраженных волн, зарегистрированной с вибрационным источником возбуждения (а), и сравнение сейсмограмм отраженных волн, полученных при взрыве в скважине $H=32$ м, $Q=0,4$ кг (1) и с вибрационным источником возбуждения (2) (б)

возможность и сравнительную простоту использования вибрационного источника для изучения рассматриваемого диапазона глубин. В то же время применение вибрационного источника возбуждения позволяет расширить представление о структуре наблюдаемого волнового поля. Возможность управления спектром колебаний, возбуждаемых вибратором, открывает дополнительные возможности селекции сейсмических волн. В качестве примера на рис. 107 показано изменение соотношений амплитуд двух волн P_1 и P_3 группы В при изменении диапазона частот, излучаемых вибратором.

ром. Отметим также, что сопоставление записей, полученных при вибрационном возбуждении на поверхности земли и путем взрывов на различных глубинах в скважинах, позволяет оценить роль спутников в регистрируемом волновом поле.

Особенности наблюдаемого поля отраженных волн. Хорошая сопоставимость волновых полей, наблюдаемых для обеих модификаций сейсморазведки, исключила необходимость

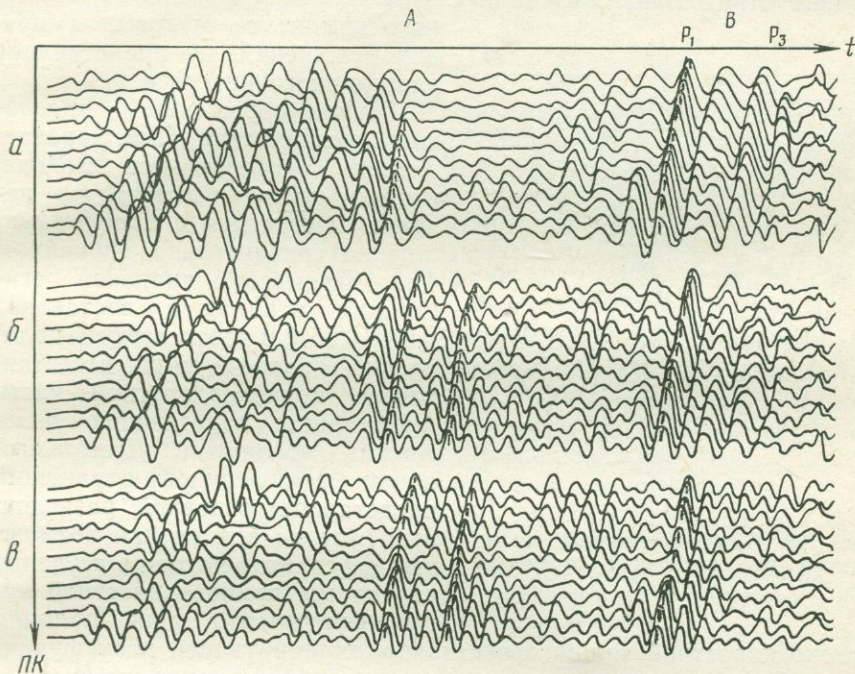


Рис. 107. Изменение соотношений амплитуд отражений группы *В* при изменении диапазона частот Δf , излучаемых вибрационным источником.

Δf , Гц: а — 20—60, б — 20—80, в — 40—80

раздельного рассмотрения полученных данных. Приводимая ниже характеристика волнового поля составлена на основании анализа совокупности всех сейсмических материалов независимо от типа использованного источника возбуждения.

На сейсмограммах в диапазоне времен до 0,5—0,7 с регистрируется поле отраженных волн, иногда осложненное интенсивными помехами поверхностного происхождения. К ним, прежде всего, относятся низкочастотные поверхностные волны, а также кратные рефрагированные волны, область распространения которых увеличивается с удалением от источника возбуждения. На участках с неудовлетворительными условиями возбуждения уровень амплитуд поверхностных волн иногда значительно превосходит амплитуды полезных сигналов.

Отраженные волны характеризуются сложной и неустойчивой интерференционной формой записи. По характеру прослеживаемости отражений, их динамическим и кинематическим характеристикам можно выделить две основные группы, условно названные *A* и *B* (см. рис. 106, *a*). Группа *A* отмечается на сейсмограммах в диапазоне времен 0,2—0,4 с. Число отражений в группе и условия их прослеживаемости изменяются по площади. Изучение этой группы отражений, связанной с границами терригенно-карбонатного комплекса меловых и юрских отложений, не представляет разведочного интереса.

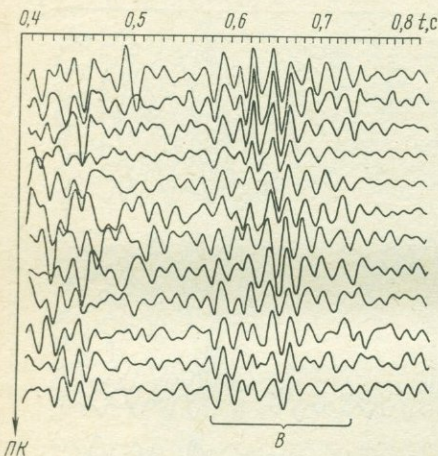


Рис. 108. Слаборазрешенный многофазный пучок колебаний отражений группы *B*

Группа отражений *B* прослежена повсеместно. Она характеризуется относительной высокой интенсивностью, достаточно надежно опознается и прослеживается на сравнительно спокойном фоне. Временной диапазон регистрации отражений составляет 0,50—0,65 с и соответствует положению в разрезе пачки известняков в приповерхностной части фундамента, залегающих ниже юрских отложений. Детальный анализ этой группы отражений представляет основной разведочный интерес для оценки возможных перспектив метода в изучении структуры приповерхностной части фундамента при наличии

высокоскоростной толщи известняков, экранирующей кору фундамента. Тонкослоистая структура толщи известняков, покрывающих фундамент, а также неоднородное строение самой верхней части фундамента обуславливают крайне сложную, изменчивую структуру группы волн *B*. Для группы в целом характерны многообразие наблюдаемой волновой картины, резкие изменения кинематических и динамических характеристик отдельных отражений (P_1 — P_3) и образование зон интерференции различных типов.

Типы записи волн группы *B*. По характеру наблюдаемого волнового поля схематически можно выделить следующие основные типы записи.

1. Только одно отражение большей частью с относительно простой формой записи.

2. Неразрешенный многофазный пучок колебаний, нередко наблюдаемый на сейсмических профилях. Как правило, пучок относительно низкочастотных колебаний имеет достаточно большую длительность (рис. 108).

3. Группа отражений, достаточно четко разрешенная во времени. На записи выделяются две или три волны (рис. 109).

На рис. 110 показана сейсмограмма, на которой видны все типы сейсмических записей. Первый тип записи отмечается на участках, где кора выветривания фундамента характеризуется небольшой мощностью ($h \leq 20$ м) и имеет спорадическое распространение. Эта запись соответствует следующим разрезам.

1. Известняки отсутствуют, над фундаментом залегают терригенные породы (см. рис. 110, участок 1) и регистрируемая волна (P_3) соответствует фундаменту.

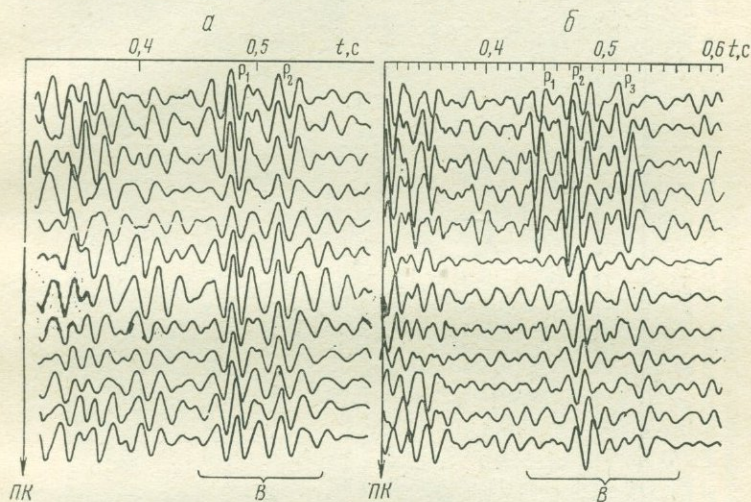


Рис. 109. Разрешенные записи волны группы В, на которых выделяются два (а) или три (б) отражения. На сейсмограмме б отмечается резкое изменение структуры группы отражений вдоль профиля

2. Известняки присутствуют, имеют малую мощность и на их кровле нет скачка скорости, а происходит плавное ее возрастание с глубиной в зоне мощностью 20—30 м. Амплитуда волны, отраженной от поверхностного слоя, мала при падении, близком к нормальному, и поэтому волна P_1 не выделена на записи. Регистрируемая волна может соответствовать либо более глубокозалегающей части известняков (P_2), либо фундаменту (P_3), либо представляет собой результат их интерференции ($P_2 + P_3$).

Второй тип записи распространен на участках, где мощность известняков $h \leq 50 \div 80$ м (см. рис. 110, участок 2). Запись остается неизменной, как правило, лишь на коротких интервалах ($\Delta x \leq \leq 100 \div 300$ м) профилей, ориентированных по простиранию пород, когда сохраняется строение части разреза, с которым связана группа отражений В. Слабая разрешенность записи в пределах группы исключает выполнение обоснованной привязки ее фаз к определенным частям разреза.

Третий тип записи с разрешенными волнами может соответствовать существенно различным типам разрезов: а) с мощностью известняков, возросшей до 100 м и более за счет регионального

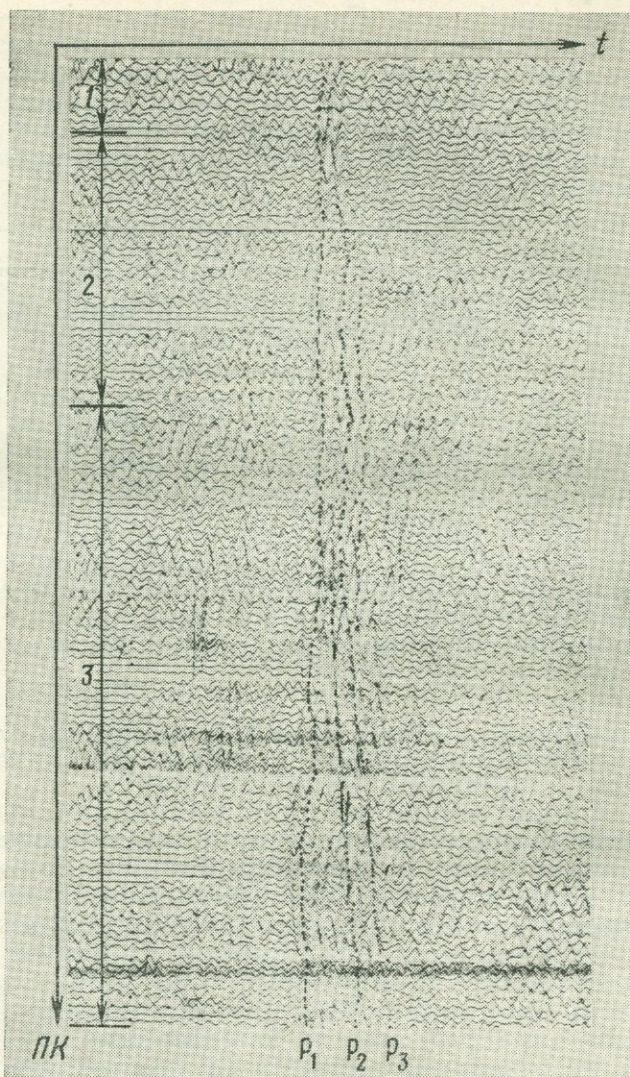


Рис. 110. Сейсмограмма, на которой показаны изменения структуры отражений волн P_1 — P_3 групп B с изменением мощности известняков и коры выветривания фундамента.

1—3 — участки профиля, на которых отмечаются различные типы записей волн группы B

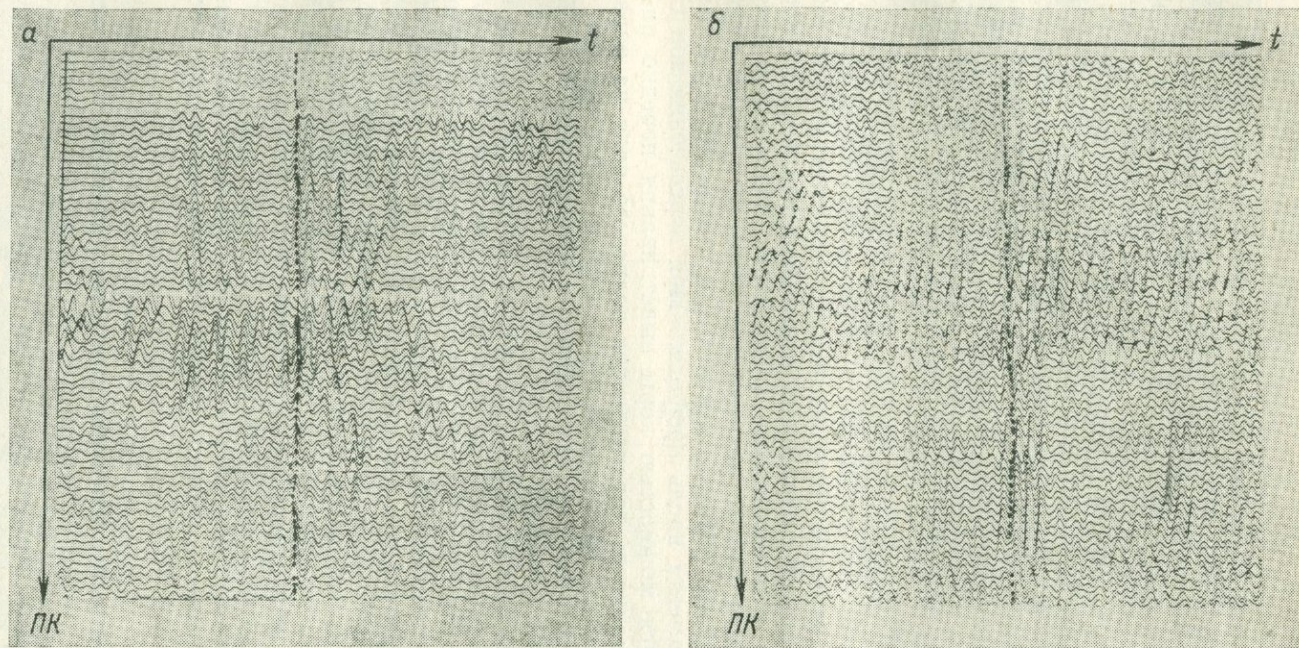


Рис. 111. Примеры записи отраженной группы *В* на параллельных сейсмических профилях *а* и *б*, пересекающих зону увеличения мощности коры выветривания

погружения фундамента; б) с мощностью коры выветривания, достигающей 100 м и более; в) с одновременно возросшими мощностями известняков и коры выветривания.

Во всех перечисленных случаях на записях отражений группы *B* могут выделяться две-три волны, а иногда и более. Первая из них P_1 в большинстве случаев соответствует кровле известняков. Исключением могут являться только участки, где на кровле известняков нет скачка скорости, а имеется монотонное ее возрастание с глубиной. Вопрос о природе последующих волн в группе *B*, если их оси синфазности практически параллельны оси синфазности первой волны, решается неоднозначно. Остается неясным, с какой частью разреза они связаны — с известняками, корой выветривания или фундаментом. В некоторых случаях при корреляции, по-видимому, возможен переход с одной волны на другую, в результате чего построенные сейсмические границы будут пересекать геологические.

Когда оси синфазности последующего отражения группы волн непараллельны оси синфазности первого отражения и образуют записи типа примыкания и линзовидного схождения (см. рис. 110, участок 3), природу отражения определить значительно проще — оно связано с поверхностью фундамента. Изменения интервала времени между рассматриваемым и предшествующим отражениями обусловлены резкими изменениями мощности коры выветривания фундамента вдоль профиля. При пересечении зон с резко изменяющейся мощностью коры выветривания нередко наблюдается выдержанность характеристик волнового поля на параллельных профилях, ориентированных вкрест простирания пород (рис. 111). В этих случаях возможно трассирование рассматриваемых зон по площади.

Из описанного выше следует, что структура группы отражений *B* сложна и разнообразна и вопросы привязки отдельных отражений этой группы к разрезу преимущественно решаются неоднозначно. Данные сейсмического каротажа и ВСП, полученные при достаточно детальном наблюдении, не обеспечивают требуемой точности привязки, а также не позволяют объяснить сползание сейсмической границы в зоне перехода от известняков к фундаменту. Для более надежной интерпретации сейсмических данных требуется привлечение других методов более детального изучения разреза и структуры волнового поля. С этой целью были поставлены работы методом акустического каротажа и проведены теоретические расчеты волновых полей для моделей среды, построенных по материалам АК.

3. Результаты акустического каротажа скважин и модели среды

Детальное изучение скоростей распространения упругих колебаний в горных породах выполнено в Белгородском районе КМА методом АК более чем в 20 скважинах. В ряде скважин наблюдения АК комплексировались с ВСП.

Скоростные характеристики пород по данным АК. Акустические сигналы в различных осадочных породах в основном были достаточно стабильными, что позволило провести литологическое расчленение разреза скважин по данным АК с высокой надежностью. В табл. 14 приведены результаты измерений интервальных скоростей $v_{\text{инт}}$, выполненные по данным АК с шагом 1 м для исследования разреза по всей совокупности скважин, средние значения скоростей и среднеквадратичное отклонение от среднего. Часть скоростных разрезов, полученных по данным АК, показана на рис. 112. Осадочные отложения мелового и юрского возрастов характеризуются наименьшими значениями скоростей и минимальными среднеквадратичными отклонениями σ_v от средних интервальных значений скоростей. Каменноугольным отложениям соответствует более широкий диапазон изменения интервальных скоростей и большие значения среднеквадратичных отклонений σ_v , что связано со значительной неоднородностью этих пород. Изменчивость каменноугольных отложений по площади исследований приводит к значительным изменениям пластовой скорости в них (3200—5000 м/с).

Таблица 14

Порода	Возраст	Число измерений	$v_{\text{инт}}$, м/с		
			диапазон изменений	среднее значение	среднеквадратичное отклонение от среднего σ_v , м/с
Мергель	K_2	1648	1700—2700	2100	170
Мел	K_2	1076	1900—3200	2200	330
Песок и песчанистая глина	K_1	593	1600—2700	2150	190
Песчано-глинистые отложения	J_{2+3}	842	2000—3000	2250	145
Плотная глина	J_2	1160	1700—2150		
Известняк:				1960	76
кавернозный	C_1	664	1900—6000	4200	870
плотный	C_1	483	3500—6000	4900	760
глинистый	C_1	774	1700—6000	3600	1250
Боксит	—	77	2700—4300	3500	420
Аллит	—	111	2300—4300	2900	508
Железная руда	—	310	1900—3800	2850	370
Сланцы	PR_1	917	1600—5000	3200	735
Железистые кварциты	PR_1	84	2200—6300	4500	1050

В породах коры выветривания кристаллического фундамента повсеместно отмечается понижение значений скоростей распространения упругих колебаний по сравнению с вышележащими каменноугольными известняками. Скоростной разрез верхней части коры выветривания так же, как и ее мощность, значительно изменяется по площади. Повсеместно переотложенным карбонатизи-

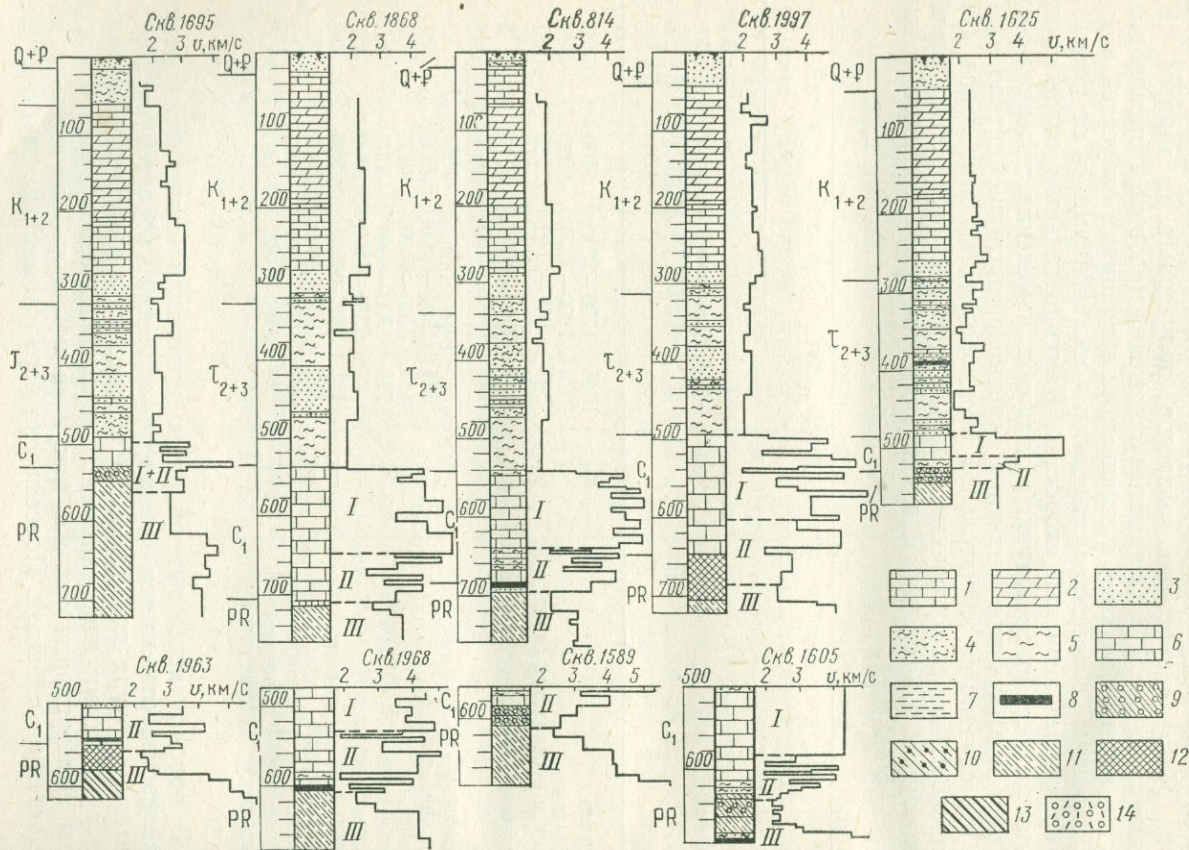


Рис. 112. Скоростные разрезы скважин по данным АК.

рованным железным рудам и бокситовым породам (см. рис. 105) соответствуют относительно более высокие скорости распространения упругих волн по сравнению с подстилающими их богатыми железными рудами и сланцами. В пределах коры выветривания при переходе к породам консолидированного фундамента происходит постепенное возрастание скорости.

Тонкослоистая структура разреза. Для анализа тонкослоистой структуры разреза данные АК были предварительно осреднены так, что на скоростных разрезах оставлены лишь те пласты и пропластки горных пород, вертикальное время пробега колебаний в которых не меньше 2 мс (см. рис. 112). Исключение составили лишь пачки тонких слоев, характеризующихся значительными перепадами скоростей ($|\Delta v| \geq 1000$ м/с) на границах. В этих пачках были оставлены пропластки с временем пробега не менее 1 мс.

Для отдельных участков разреза вычислены средние значения интервальных скоростей $v_{\text{ср. инт}}$ и среднеквадратических отклонений σ_v (дисперсия скорости) по формулам

$$v_{\text{ср. инт}} = \frac{\sum v_i \Delta h_i}{h_{\Sigma}}; \quad (210)$$

$$\sigma_v = \sqrt{\frac{\sum (v_{\text{ср. инт}} - v_i)^2 \Delta h_i}{h_{\Sigma} - 1}},$$

где v_i , Δh_i — соответственно скорости и мощности отдельных тонких пропластков; h_{Σ} — суммарная мощность рассматриваемого участка разреза.

Анализ полученных данных показал, что породы верхней части осадочного комплекса (меловые и юрские) характеризуются устойчивыми значениями скоростей и суммарной мощности. Для этой части разреза можно составить обобщенную модель всего района, которая представляет собой довольно однородный пласт с $v_{\text{ср. инт}} = 2100 \div 2200$ м/с. Внутри пласта на глубинах $H = 220 \div 440$ м устойчиво выделяются и прослеживаются по площади тонкослоистые слабодифференцированные по скорости пачки переслаивающихся меловых и песчано-глинистых отложений. В связи с неглубоким залеганием пачек тонких слоев они, несмотря на небольшие перепады скоростей и плотностей на границах слоев, могут играть существенную роль в формировании поля отраженных сейсмических волн на временах 0,2—0,4 с.

Каменноугольные отложения и породы коры выветривания представляют собой тонкослоистую резко дифференцированную по скоростям среду. Расчеты синтетических сейсмограмм показали, что по числу образующихся отраженных волн этот интервал разреза может быть разделен на следующие пачки слоев:

- 1) верхняя часть карбонатных отложений, включающая кавернозные и плотные известняки;
- 2) нижняя часть карбонатных отложений (глинистые известняки) и примыкающая к ней верхняя часть коры выветривания

Таблица 15

Номер сква- жины	Пачка I					Пачка II					Пачка III				
	h_{Σ} , м	n	v , м/с	$v_{\text{ср. инт.}}$ м/с	$\sigma_{v'}$, м/с	h_{Σ} , м	n	v , м/с	$v_{\text{ср. инт.}}$ м/с	$\sigma_{v'}$, м/с	h_{Σ} , м	n	v , м/с	$v_{\text{ср. инт.}}$ м/с	$\sigma_{v'}$, м/с
1695	—	—	—	—	—	62	8	2100—4500	2780	570	80	3	2500—4020	2950	640
1556	43	3	2500—5000	3560	1030	80	8	2500—4000	3550	490	—	—	—	—	—
1625	28	3	3000—4750	4460	610	16	2	3200—3700	3450	730	—	—	—	—	—
1622	—	—	—	—	—	35	7	2100—4300	3360	600	—	—	—	—	—
1514	—	—	—	—	—	60	9	2400—4900	3480	680	—	—	—	—	—
1574	—	—	—	—	—	49	7	2500—5000	3710	900	130	11	2500—4750	3500	640
1589	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	81	7	2500—6000	3600	950
1605	—	—	—	—	—	43	7	2100—4300	3250	720	60	8	2300—5750	3030	1060
1657	—	—	—	—	—	56	13	2600—5250	3970	720	—	—	—	—	—
815	99	14	2900—5100	4460	620	55	8	2050—4300	3580	650	—	—	—	—	—
1809	—	—	—	—	—	46	6	2600—4700	3710	600	—	—	—	—	—
1865	108	8	3500—5400	4650	600	61	8	2560—5000	3690	700	—	—	—	—	—
1963	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	59	7	2200—5800	3790	1410
1968	—	—	—	—	—	74	9	1800—4600	3550	1070	65	4	2400—4700	3770	910
1990	86	6	2700—5500	4530	610	57	8	2200—5500	4330	960	—	—	—	—	—
1997	107	13	2500—6000	4240	1040	46	7	2250—5300	4230	1000	68	6	2700—5000	3370	600
1965	—	—	—	—	—	80	11	1900—5000	3730	1060	—	—	—	—	—
1992	—	—	—	—	—	47	5	2300—4100	3510	470	106	7	2800—5000	3450	640

Примечание. n — число слоев.

фундамента, в которую входят переотложенные руды и бокситовые породы;

3) нижняя часть коры выветривания и собственно консолидированный фундамент.

На участках с малой мощностью каменноугольных отложений ($h_{\Sigma} < 50$ м) разделение пачек *I* и *II* практически невозможно.

Наиболее изменчивыми параметрами пачек *I—III* являются дисперсия скоростей в пачках, суммарная мощность, а также число и мощности составляющих их тонких пропластков (табл. 15). С увеличением общей мощности каменноугольных отложений увеличивается число слоев в пачках и степень их скоростной дифференциации. В некоторых случаях при наличии в кровле пачки *I* кавернозных известняков наблюдается постепенное нарастание (градиент) скоростей, а не резкий их скачок.

Пачка *III* схематически имеет двуслойное строение с мало меняющимися по площади средними значениями $v_{\text{ср. инт}}$: верхний слой с пониженной скоростью (низкоскоростные породы коры выветривания) подстилается слоем с повышенной скоростью и положительным градиентом скорости в кровле. Величина градиента скорости в кровле фундамента определяется литологическим составом пород его верхней части. Малый градиент отмечается в сланцах, большой — в кварцитах. Мощность пачки *III* меняется в широких пределах и определяется мощностью коры выветривания фундамента.

Корреляция структуры пачек по площади. С целью составления типовых моделей разреза проведена корреляция структуры выделенных пачек в пределах отдельных площадей и всего района. Мерой выдержанности структуры пачек по площади служат несущественные изменения характеризующих ее параметров — σ_v , n и h_{Σ} . За несущественные приняты изменения этих параметров не более чем в 1,2—1,5 раза, так как в этих случаях характеристики волн меняются мало. Поскольку отмеченные несущественные вариации характеристик пачек присущи достаточно протяженным интервалам профилей (примерно 1—2 км), является обоснованным использование методов теоретических расчетов волновых полей, разработанных для выдержанных горизонтально-слоистых сред.

Как показал анализ табл. 15, в пределах одних и тех же площадей средние значения скоростей и дисперсия скоростей в пачках меняются в меньших пределах, чем мощности пачек и число тонких пропластков в них. При этом мощности пачек *I* и *II* возрастают в основном в соответствии с региональным увеличением мощности каменноугольных отложений, а пачки *III* меняется в зависимости от петрографических особенностей пород фундамента. В связи с этим в пределах отдельных участков Белгородского района возможно преимущественное сохранение мощностей пачек *I* и *II* и значительное изменение мощности пачки *III*. На протяжении нескольких километров изменения всех параметров пачек можно считать несущественными (например, скв. 815, 1809, 1865).

Типичные модели среды по данным АК. Анализ выдержанности структуры пачек по площади позволил составить три типичные модели среды для района. Модели различаются между собой мощностью каменноугольных отложений. Во всех моделях мощность коры выветривания фундамента может варьировать в пределах 20—100 м и более. Литологический состав слагающих их пород также может быть различным.

Ниже приводятся характеристики моделей по мере увеличения мощности каменноугольных отложений. Каждая из моделей представлена одним или несколькими разрезами скважин.

Первый тип модели соответствует случаю либо полного отсутствия каменноугольных известняков, либо наличию лишь тонких пропластков известняков ($\Delta h = 3 \div 4$ м) среди глин; пачки I и II практически не разделяются. Эта модель среды имеет ограниченное распространение в северной и северо-восточной частях площади (см. рис. 112, скв. 1695).

Второй тип модели характеризует небольшая мощность каменноугольных отложений ($h \leq 50 \div 80$ м), причем известняки представлены пластами мощностью не менее 20 м с относительно слабой неоднородностью. Этот тип модели встречается только на части площади Белгородского района (см. рис. 112, скв. 1625).

Третий тип модели соответствует мощности каменноугольных отложений от 100 м и более, разрез сильно дифференцирован как по мощности отдельных пластов, так и по скорости распространения упругих колебаний. Модели этого типа характерны для центральной и южной частей площади. Сложнопостроенный и изменчивый характер модели не позволяет показать ее на разрезе только одной скважины. Этот тип модели представлен разрезами трех скважин (см. рис. 112, скв. 1868, 814 и 1997) в зависимости от характера изменения скоростей в кровле фундамента (градиент или скачок), а также от скоростного строения тонкослоистой пачки каменноугольных отложений.

4. Теоретические расчеты волновых полей

С целью изучения основных особенностей волновых полей, соответствующих типичным моделям среды в районе исследований, проведены расчеты теоретических сейсмограмм. Под основными особенностями волнового поля подразумеваются: прогноз числа волн в грунте, оценка соотношений амплитуд, частот и длительности колебаний различных волн, изменения характеристик волн при удалении от источника. Перед расчетами не ставилась цель детального предсказания формы записи колебаний. Как показали исследования [160], эта характеристика прогнозируется с наименьшей достоверностью и часто не удается достичь удовлетворительной ее сопоставимости с экспериментом.

Теоретические расчеты проведены для реальных типичных моделей среды, описанных в разделе 3 настоящей главы. Поскольку не во всех скважинах вскрыт фундамент и не всегда получены

четкие данные АК для кровли карбонатных пород, расчеты сделаны также для ряда искусственных моделей, показывающих возможные варианты скоростного строения кровли карбонатных отложений и кровли фундамента. Конкретные задачи расчетов следующие.

1. Прогноз основных характеристик волновых полей и привязка отраженных волн к разрезу.

2. Изучение изменения волнового поля в зависимости от изменения различных факторов: а) структуры пачек, б) удаления от источника, в) преобладающей частоты падающего импульса.

Расчеты синтетических сейсмограмм для плоских волн при нормальном их падении выполняли по программе О. К. Кондратьева [106], а теоретических сейсмограмм для сферических волн в случае различных расстояний от источника (до $x=1700$ м) — по программе Л. И. Ратниковой и Т. Б. Яновской [144, 145]. Источник задавали на глубине 20 м, что соответствует средней глубине взрыва при сейсморазведочных работах. Форма падающего импульса была выбрана близкой к форме прямых волн, зарегистрированных исследованиями ВСП в этом районе. Расчеты сейсмограмм выполнены для следующих значений преобладающих частот колебаний падающего импульса: 70, 60, 50, 40 и 30 Гц. Все импульсы представляют собой трансформированный по оси времени реальный импульс с $f=50$ Гц. Полученные по каждой модели среды волновые поля характерны для участков профилей протяженностью в несколько километров. Ниже дан анализ волновых полей для моделей среды, изменяющихся по мере увеличения общей мощности каменноугольных отложений, т. е. в направлении с северо-востока на юго-запад.

Общая характеристика расчетных сейсмограмм для всего района. На расчетных сейсмограммах всех моделей основная энергия упругих колебаний сосредоточена в узком диапазоне времен, увеличивающемся по мере перехода от модели I к моделям II и III, и приурочена к интервалу времен пробега $t=0,5 \div 0,7$ с (группа B). По интервалу времен регистрации отражений группы B расчетные сейсмограммы согласуются с экспериментальными.

В рассматриваемом интервале времен амплитуды колебаний превышают амплитуды предшествующих волн в 4—5 раз (рис. 113—115), с учетом расхождения эта цифра уменьшится примерно в 2 раза. Интенсивная запись в этом интервале времен связана с тонкослоистым, сильнодифференцированным по скоростям участком разреза с указанными выше пачками I—III.

По мере увеличения суммарной мощности каменноугольных отложений усложняется структура волн группы B — увеличивается длительность колебаний, растет уровень амплитуд записи, меняется число выделенных волн. В зависимости от строения отражающих пачек I и II запись может быть неразрешенной или разделенной на отдельные волны. Число самостоятельно коррелирующихся волн на разных площадях меняется от одного до четырех. В некоторых случаях кроме основных волн P_1 , P_2 , P_3 наблюдается

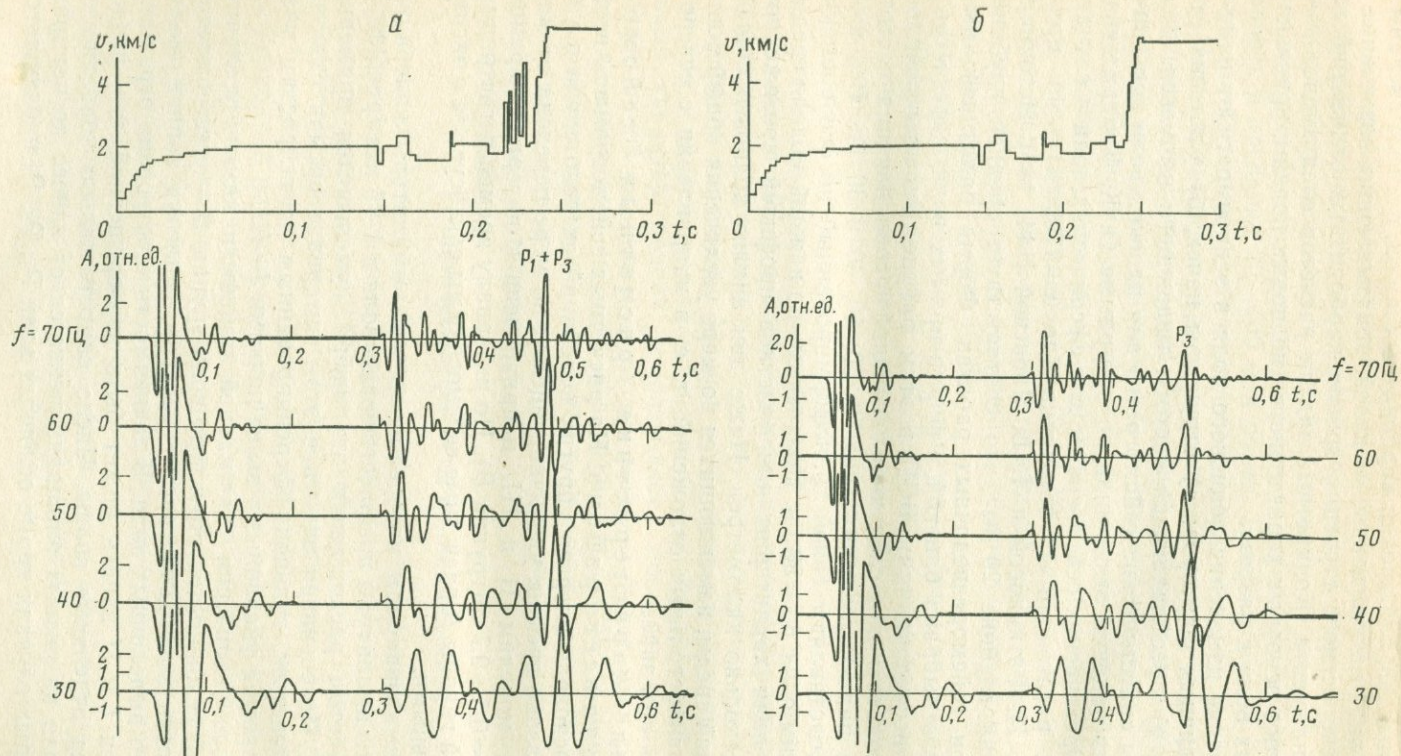


Рис. 113. Скоростные разрезы скв. 1165 и синтетические сейсмограммы при малой мощности (*a*) или отсутствии (*b*) известняков и малой мощности коры выветривания фундамента.
a — реальный разрез; *b* — искусственный разрез, построенный путем исключения из разреза *a* тонкослонистой пачки известняков; *f* — преобладающая частота падающего импульса

волна P_2' , имеющая малые области существования. Волну P_3 можно выделить на записях в качестве самостоятельной только на участках, где мощность слоя с пониженной скоростью в кровле фундамента составляет не менее 30 м, что соответствует его временному интервалу $\Delta t > 15 \div 20$ мс. Волна P_3 всегда более низкочастотна, чем предшествующие волны P_1 и P_2 . Максимальное отношение амплитуд волн P_3 и P_1 достигается при наиболее низкой частоте падающего импульса $f = 30$ Гц (см. рис. 107, 114, 116).

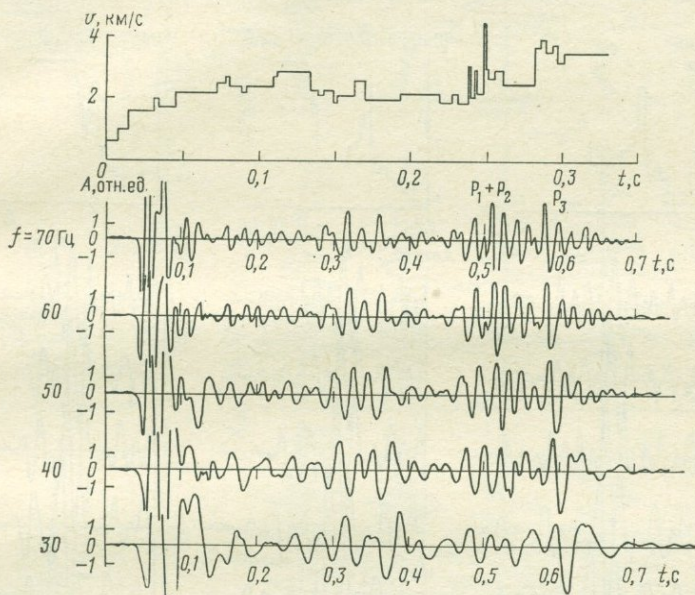


Рис. 114. Скоростной разрез скв. 1695 и синтетические сейсмограммы в случае малой мощности известняков и сравнительно мощной коры выветривания фундамента.

f — преобладающая частота падающего импульса

Характер записи для моделей среды. При переходе от одного типа модели к другому меняются в основном не отдельные параметры пачки, а вся структура ее в целом — суммарная мощность, мощности и число тонких слоев, дисперсия скоростей в них. Поэтому изучить влияние каждого параметра пачки на структуру волнового поля невозможно, и следует рассматривать изменение волнового поля за счет совместного изменения всей совокупности параметров. Описанные ниже изменения волновых полей, соответствующих типичным моделям пачек, обусловлены варьированием всех параметров пачек или части. Поскольку экспериментальные исследования проводили при небольших удалениях от источника колебаний ($x_{\max} = 330$ м), анализ волновых полей для разных типов моделей дан по синтетическим сейсмограммам, характеризующим волновое поле вблизи источника.

Первый тип модели среды. Этому типу модели (см. рис. 113) присуща наиболее короткая запись (длительность $a=100$ мс). На участках, где известняки имеют малую мощность или отсутствуют, а кора выветривания фундамента маломощна, выделяется только одна волна (P_1+P_3 или P_3), лучше выраженная на низких частотах ($f=30\div 40$ Гц). Это соответствует первому типу экспериментальных записей. Присутствие над фундаментом квазипериодической пачки тонких слоев известняков малой суммарной мощности

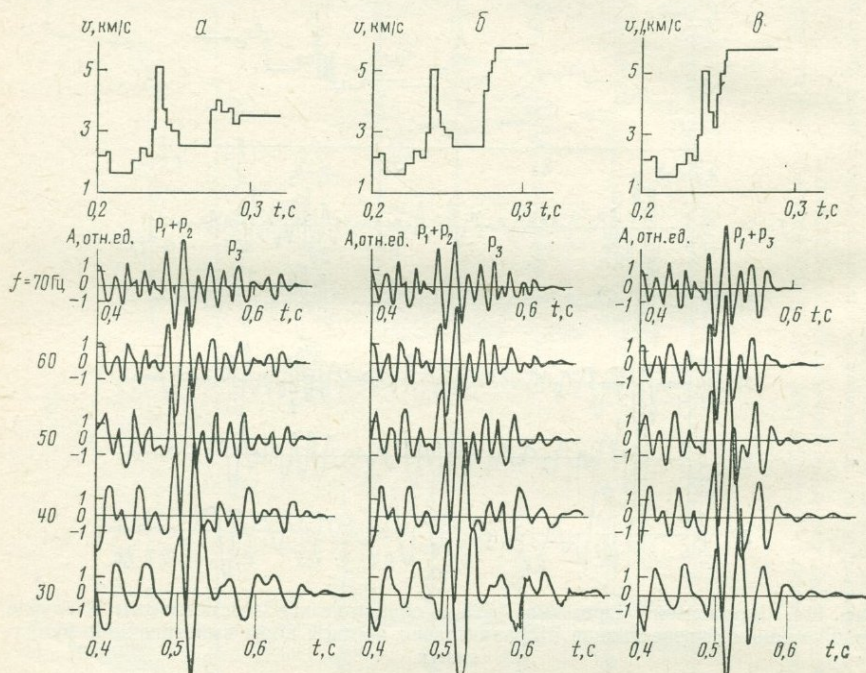


Рис. 115. Влияние строения пачки III в скв. 1625 на волновое поле.

Реальный разрез получен до $t=0,52$ с, глубже искусственно построена пачка III для случаев, когда она представлена: а — низкоскоростной корой и серцитовыми сланцами, б — низкоскоростной корой и железистыми кварцитами, в — железистыми кварцитами; f — преобладающая частота падающего импульса

($h \approx 10\div 14$ м) оказывает влияние на амплитуду записи в области сравнительно высоких частот ($f \geq 50$ Гц) и практически не сказывается при частотах, равных 30—40 Гц.

Увеличение мощности коры выветривания фундамента существенно меняет структуру волнового поля — длительность записи увеличивается в 1,5 раза ($a=150$ мс), на сейсмограммах выделяются две отраженные волны (см. рис. 114) — интерференционная волна $P_1 \pm P_2$ и отдельная волна P_3 . Очевидно, что некоторое уменьшение мощности коры выветривания обусловит образование многофазного неразрешенного цуга колебаний, отнесенного ко второму типу экспериментальных записей.

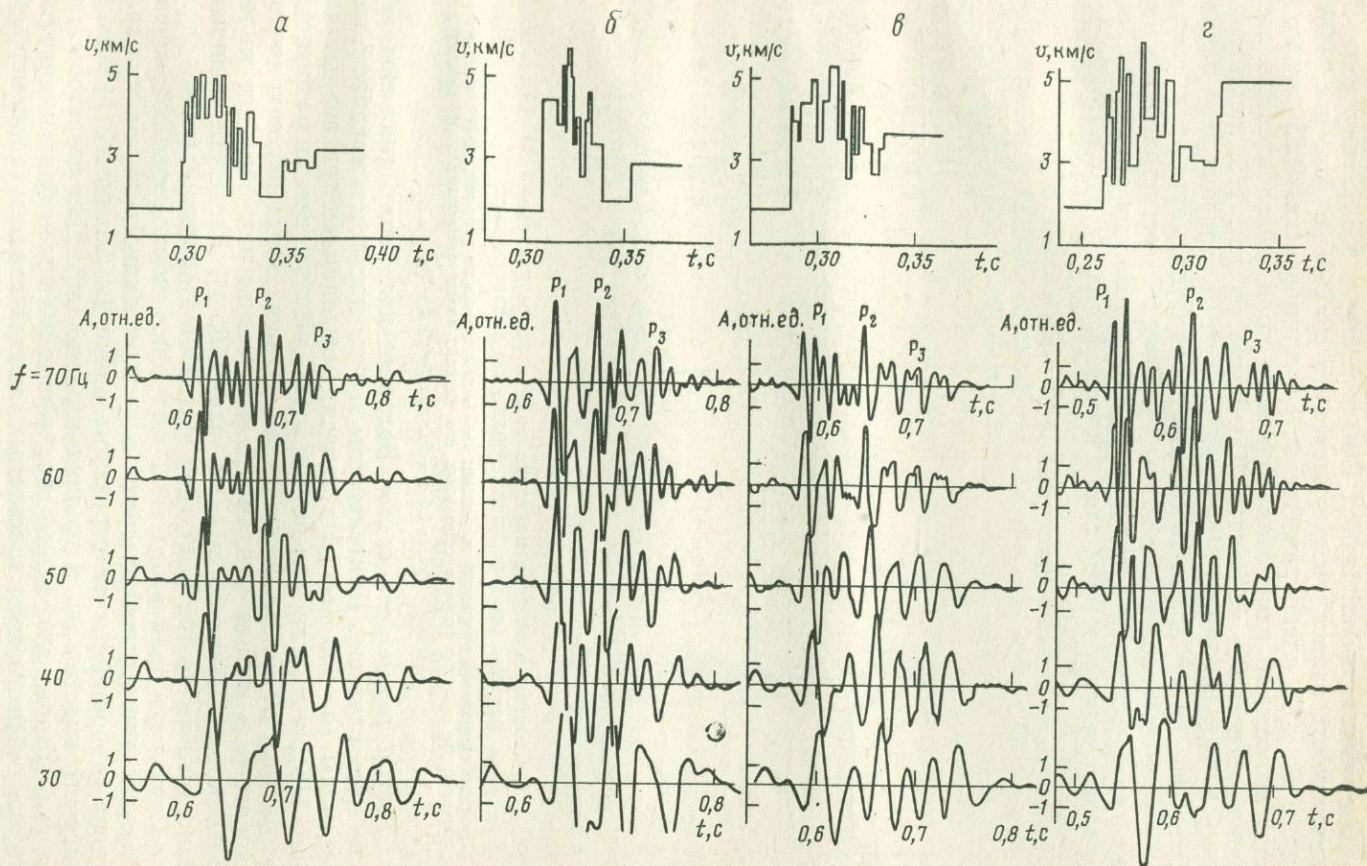


Рис. 116. Скоростные разрезы пакет I—III и соответствующие синтетические сейсмограммы в случае сравнительно большой мощности известняков ($h=80 \div 120$ м).

Номера скважин: *a* — 814—815, *б* — 1809, *в* — 1868, *z* — 1997; скв. 814—815, 1809 и 1868 расположены в пределах одной и той же площади через 1—2 км

Второй тип модели среды. При переходе к этому типу моделей длительность записи увеличивается до $a \approx 200$ мс (см. рис. 115). Волны P_1 и P_2 слабо разрешены. На примере скв. 1625 рассмотрены возможные изменения волнового поля, обусловленные различным строением пачки III. Как видно из рис. 115, характеристики суммарной волны $P_1 + P_2$ не зависят от строения этой пачки. Изменение литологического состава пород фундамента практически не влияет на особенности волны P_3 . Волна P_3 регистрируется вне зоны интерференции с волнами $P_1 + P_2$ только при временном интервале низкоскоростного слоя в кровле фундамента $\Delta t \geq 15 \div 20$ мс.

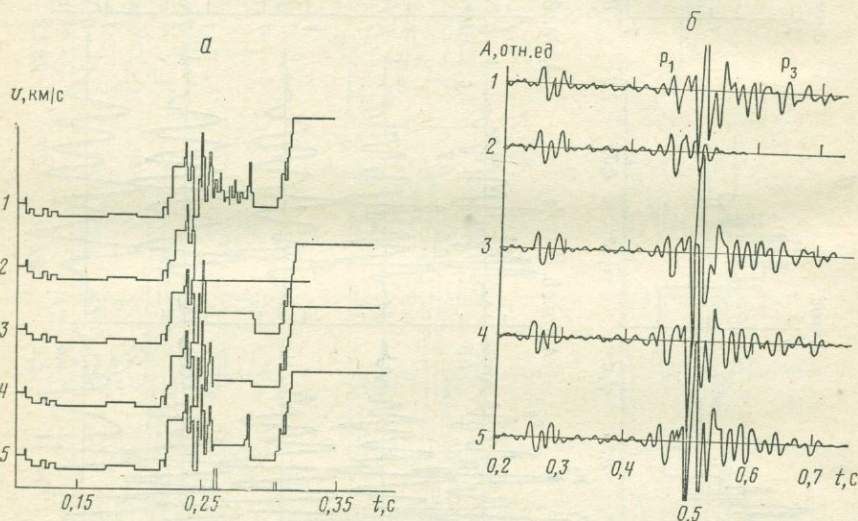


Рис. 117. Стратиграфическая привязка волн к разрезу в скв. 1514. Скоростные разрезы (а) и соответствующие им волновые поля (б).

1 — полный скоростной разрез по скважине; 2—5 — искусственные разрезы, полученные путем исключения из полного разреза отдельных его частей; волна с максимальной амплитудой при $t=0,5$ с — P_2 , при $t=0,6$ с — P_2

Третий тип модели среды. Волновое поле этого типа моделей наиболее сложное. Длительность записи достигает максимальной величины ($a=250$ мс). На записях выделяются три волны (см. рис. 116), а иногда четыре (рис. 117). Волны всегда разрешены на частоте 50 Гц, за исключением случаев, когда пласт с низкой скоростью в кровле фундамента отсутствует или обладает малой мощностью (менее 30 м) (см. рис. 116, в). Расчетное волновое поле аналогично третьему типу экспериментальных записей.

Структура поля этого типа моделей наиболее сильно зависит от скоростного строения среды в кровле пачки I (скачок или градиент скоростей) и от структуры пачки II (мощности низкоскоростного пласта глин в подошве известняков). Для разрезов скважин, в которых указанные характеристики пачек близки, синтетические сейсмограммы в основных чертах сходны (например, см. рис. 116, а, б). Изменение скоростного строения кровли пачки I

существенно меняет соотношение амплитуд волн P_1 и P_2 . Наличие градиента скоростей в кровле пачки I приводит к значительному уменьшению амплитуд волны P_1 . Так, например, для разреза скв. 1514 (см. рис. 117) при $f=50$ Гц $\frac{A(P_2)}{A(P_1)} \Big|_{\max} \approx 3$ и волна P_1 из доминирующей для разреза скв. 814 (см. рис. 116, а) становится соизмеримой с фоном, что практически исключает возможность ее выделения на экспериментальных сейсмограммах. В качестве первой волны в группе B на таких участках будет выделена волна P_2 .

В случае наличия в кровле пачки II глинистого пласта с временным интервалом $\Delta t \geq 5 \div 7$ мс волна P_2 является доминирующей на записи и высокочастотной. При меньшей мощности глинистого пласта и больших колебаниях σ_v и n для пачки II характеристики волны P_2 очень неустойчивы — варьируют ее частотный состав и относительная амплитуда, изменяется время прихода максимальной фазы. Все это может затруднять корреляцию волны P_2 по площади.

На участках со значительной мощностью пачки II и больших величинах дисперсий скоростей ($\sigma_v \geq 0,7$ км/с) и числа пропластков ($n \geq 9$), кроме волны P_2 , выделяется волна P_2' , также связанная с этой пачкой (см. рис. 117). По-видимому, волна P_2 имеет ограниченную область существования, что также усложняет корреляцию волн по площади.

Для моделей третьего типа динамическая выразительность волны P_3 существенно разная для различных скважин и определяется как характером структуры пачки III, так и наличием интенсивных кратных волн, связанных с пачками I и II, которые регистрируются на временах, близких к времени волны P_3 [50]. Влияние последних на волну P_3 может быть существенным при больших мощностях пачки II.

Для всех разрезов, относящихся к третьему типу моделей, амплитуда волны P_3 в 3—4 раза меньше амплитуды волн P_1 и P_2 на частотах $f=50 \div 70$ Гц и в 2—3 раза меньше амплитуд этих волн на более низких частотах ($f=30 \div 40$ Гц). Рассмотренные возможные варианты градиента скоростей при переходе к железистым кварцитам показывают возможность выделения волны P_3 только на сравнительно низкой частоте $f \approx 30$ Гц.

Корреляция отраженных волн вдоль профиля. Чтобы показать возможное изменение волновой картины при переходе от одного типа моделей к другому составлен условный профиль, воспроизводящий постепенное изменение структуры разреза в направлении с северо-востока на юго-запад и соответствующие изменения волнового поля (рис. 118). Такой профиль, составленный из синтетических сейсмограмм для двух преобладающих частот (50 и 30 Гц) падающего импульса, имитирует профили экспериментальных сейсмограмм, представленных на рис. 110 и 111. При построении профиля синтетических сейсмограмм была совмещена кровля пачки I для всех моделей разрезов. Аналогичный прием

осуществлен на рис. 111 для экспериментальных сейсмограмм. Сопоставление рис. 118 с рис. 110, 111 свидетельствует о хорошем качественном сходстве расчетного профиля с экспериментальным.

По аналогии с экспериментальным профилем на расчетном выделяются участки, характеризующиеся следующими типами записи:

- 1) имеется одна отраженная волна;
- 2) слаборазрешенные волны;

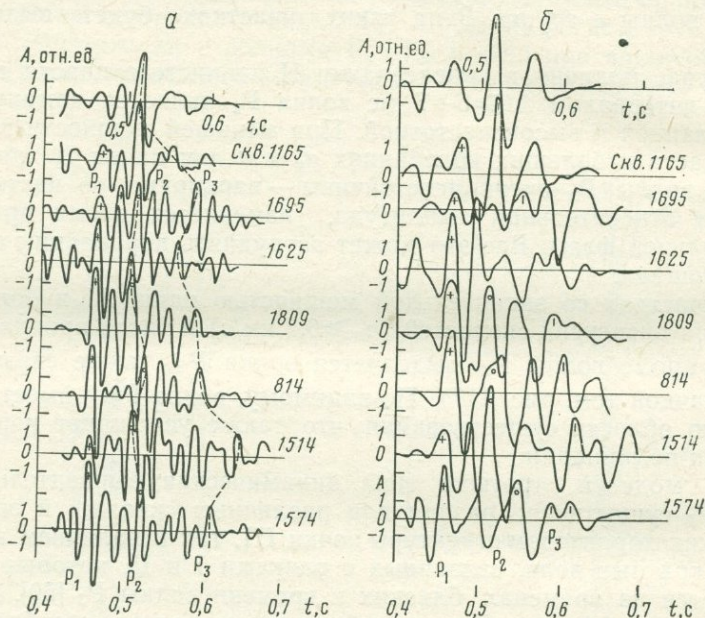


Рис. 118. Профиль синтетических сейсмограмм, имитирующий наблюдаемые экспериментально изменения волнового поля в направлении с северо-востока на юго-запад.

Преобладающая частота падающего импульса f , Гц: а — 50, б — 30; скв. 1165 — искусственный разрез (см. рис. 113, б); верхние трассы сейсмограммы составлены для исходного разреза

3) ряд волн с параллельными или с несогласными осями синфазности.

Все указанные типы записей характеризуют переходы от одного типа моделей к другому. На участках выклинивания известняков или малой их мощности выделяется одна волна, связанная с фундаментом, или интерференционное неразрешенное колебание. По мере увеличения мощности известняков появляются две (P_1, P_2) или три (P_1, P_2, P_2') волны с улучшающейся степенью разрешенности. При возрастании мощности коры выветривания фундамента отделяется самостоятельная волна P_3 , образующая зоны примыкания к волнам P_1 и P_2 . Колебания мощности коры выветривания определяют криволинейность осей синфазности волны P_3 на всех участках района.

Из трех основных выделенных волн (P_1, P_2, P_3) наиболее устойчива корреляция первой волны P_1 в группе B . Однако замена скачка скорости на кровле известняков монотонным ее возрастанием может привести к нарушениям корреляции этой волны на отдельных участках профилей. Корреляция волны P_2 не всегда уверенная. Следует иметь в виду, что изменение структуры глинистых известняков и коры выветривания фундамента может менять величину Δt между волнами P_1 и P_2 и характеристики волны P_2 , что затруднит ее отождествление и корреляцию. Наилучшим условием выделения волн P_1 и P_2 является применение средних частот ($f=50 \div 60$ Гц).

Наиболее неустойчиво коррелируется по профилю волна P_3 . Синтетические сейсмограммы рис. 118 указывают на существенную изменчивость особенностей волны P_3 по профилю — значительно меняются ее амплитуда (в 3—4 раза) и форма записи. Изменение параметров разреза приповерхностной части фундамента вдоль профиля и определяет неустойчивость корреляции этой волны.

Корреляция отраженных волн при удалении от источника. Рассмотрим влияние удаления от источника на корреляцию волн группы B по скв. 1514 для третьего типа модели. На рис. 119 приведены теоретические сейсмограммы при частотах 60 и 30 Гц, рассчитанные до расстояний $x=1700$ м. Предполагается наличие градиента скоростей в кровле пачек 1 и 3.

Вблизи источника выделяются отраженные волны P_1, P_2, P'_2 и P_3 , разрешенные только на частоте 60 Гц. На более низкой частоте $f=30$ Гц в ряде случаев разрешены только волны P_1+P_2 и P_3 . С удалением от источника до расстояний $x=1700$ м запись волн группы B претерпевает существенные изменения — происходит перераспределение амплитуд, меняются разрешенность, форма записи и время регистрации отраженных волн (см. рис. 119). Годографы волн P_2, P'_2 и P_3 практически параллельны, а годограф волны P_1 сечет годографы всех последующих волн в интервале расстояний $x=900 \div 1700$ м, что ухудшает разрешенность с увеличением расстояния от источника.

При регистрации более высоких частот ($f=60$ Гц) отдельно удается выделить все четыре волны только до удалений $x=450$ м. Далее волны вступают в зону интерференции и на всем рассмотренном интервале расстояний проследить их не удается. При переходе на частоты $f=30$ Гц волны P_1+P_2 и P_3 прослеживаются отдельно до расстояний $x \approx 1100 \div 1200$ м. При больших удалениях корреляция волны P_3 нарушается из-за интерференции с более интенсивной волной P_1 .

Соотношения амплитуд различных волн с удалением от источника существенно меняются за счет возрастания амплитуд волн P_1 и P_3 при переходе в критическую область. Из рис. 119, б отчетливо видно, что переход на регистрацию низких частот позволяет увеличить отношение амплитуд волн P_3 и P_1+P_2 и проследить волну P_3 до больших удалений от источника.

Заметим, что расчеты сейсмограмм, сделанные для нескольких разрезов зоны малых скоростей (ЗМС), показали существенное

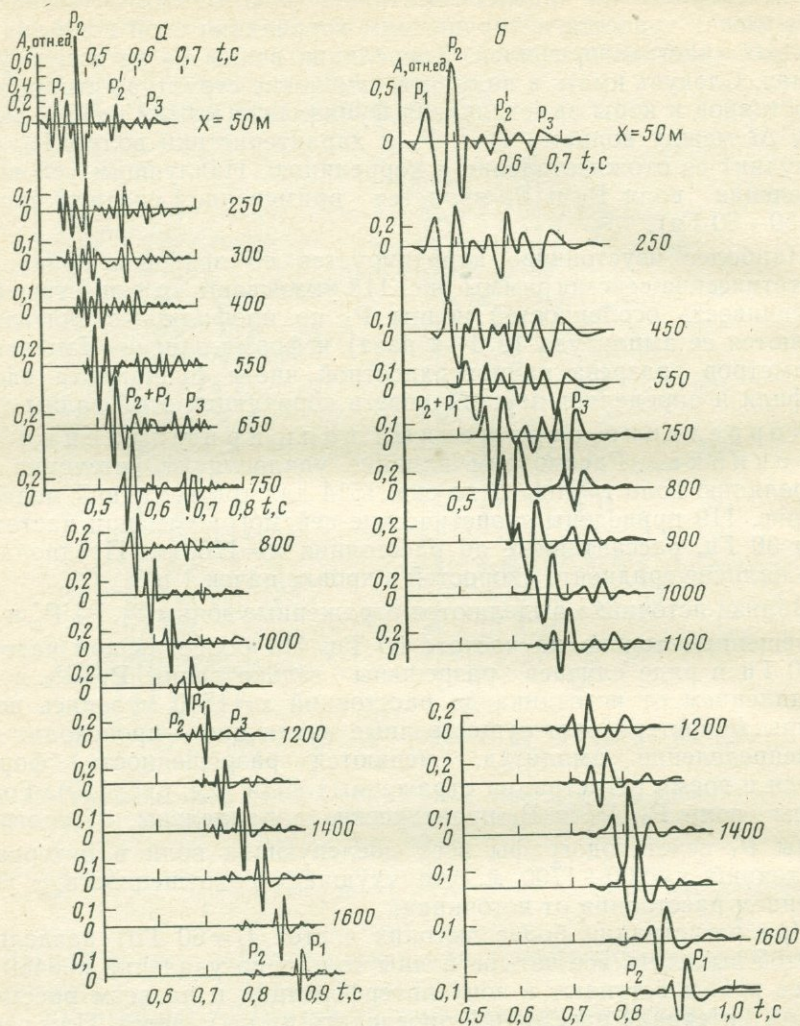


Рис. 119. Теоретические сейсмограммы отраженных волн, рассчитанные при различных расстояниях x от источника для участка со сравнительно большой мощностью известняков и коры выветривания фундамента.

Преобладающая частота падающего импульса f , Гц: а — 60, б — 30

влияние изменения ее строения на амплитуды волн и их разрешенность. Поэтому при составлении модели среды для вычисления теоретических сейсмограмм необходимо тщательно определять строения ЗМС.

Расчеты теоретических сейсмограмм для обменных отраженных волн типа PS показали, что в закритической области их разрешенность улучшается по сравнению с продольными волнами. Это должно способствовать лучшему выделению и прослеживанию обменной волны P_3 (PS) в закритической области по сравнению с корреляцией продольной волны P_3 (PP). Волна P_3 (PS) может быть выделена в качестве самостоятельной в интервале расстояний $x = 400 \div 900$ м.

5. Критерии для определения природы волн и их стратиграфическая привязка

На основании анализа экспериментальных данных и результатов теоретических расчетов сформированы критерии для распознавания типов зарегистрированных волн и их привязки к разрезу, которые описаны ниже. Следует отметить, что в рассматриваемом случае тонкослоистой среды волны, как правило, соответствуют не одной границе в разрезе, а интервалу глубин различной мощности.

Волна P_1 . Основные признаки, по которым волна P_1 может быть идентифицирована на записях, следующие:

1) волна регистрируется в качестве первой в группе отражений B ;

2) в большинстве случаев волна уверенно выделяется на записях при использовании различных фильтраций в широком диапазоне частот;

3) при увеличении расстояния x от источника до 400—500 м отмечается увеличение амплитуды волны за счет перехода в закритическую область;

4) форма границы, построенной по рассматриваемой волне, в пределах профилей небольшой длины близка к горизонтальной.

При составлении разрезов и карт по большим площадям глубина границы должна изменяться за счет регионального погружения известняков с северо-востока на юго-запад.

Волна P_1 соответствует кровле известняков каменноугольного возраста, и построенная по ней сейсмическая граница практически близка к геологической. Исключением являются случаи, когда в кровле известняков отмечается не скачок, а градиент или ступенчатое возрастание скорости. Тогда критерий 2, не выполняется, и волна лучше выделяется на более низкочастотной фильтрации. В этом случае сейсмическая граница может располагаться различным образом на разрезе внутри полосы с разностью глубин $\Delta H \approx 20 \div 30$ м, характеризующей область постепенного изменения скорости.

Волна P_2 . Основные критерии распознавания волны P_2 следующие:

1) волна регистрируется в качестве последующей в группе отражений B ;

2) в связи с тонкослоистой структурой пачки, которой соответствует волна, она преимущественно хорошо выделяется в узком диапазоне частот, соответствующем спектральной характеристике среды; записи волны P_2 по частоте могут быть как выше, так и ниже записей волны P_1 ;

3) динамические характеристики волны могут значительно изменяться по площади, что обуславливает неустойчивую ее корреляцию;

4) амплитуда волны монотонно убывает с удалением от источника.

Волна P_2 связана с пачкой пород, включающей глинистые известняки и верхнюю часть коры выветривания фундамента. В зависимости от структуры этой пачки волна P_2 может соответствовать различным ее частям. При мощности глинистого пласта $h \geq 10 \div 15$ м волна P_2 связана с ним и стратиграфически четко увязывается с подошвой известняков. При меньшей мощности глинистого пласта волна P_2 отвечает интервалам разреза, расположенным ниже подошвы известняков и захватывающим верхнюю часть коры выветривания фундамента, мощностью $h \leq 40$ м. Поэтому на разрезах сейсмическая граница, построенная по волне P_2 , может располагаться в полосе с разностью глубин $\Delta H = 20 \div 40$ м, а иногда и более и при этом пересекать контакт известняков с корой выветривания фундамента.

Волна P_3 . Основные признаки распознавания волны P_3 следующие:

1) улучшение условий выделения и корреляции волны при переходе на сравнительно низкие частоты (30—40 Гц);

2) резкие изменения формы осей синфазности волны, часто отмечающиеся в пределах даже небольших участков профиля;

3) увеличение амплитуд волны с удалением от источника за счет перехода в закритическую область.

Волна P_3 связана с пачкой отложений, соответствующей нижней части коры выветривания фундамента и области перехода к консолидированному фундаменту. При резком возрастании скорости в рассматриваемой зоне сейсмическая граница близка к кровле фундамента. В случае слабого градиента скорости сейсмическая граница может располагаться выше кровли консолидированного фундамента в полосе, мощность которой достигает 30—40 м.

Основные трудности распознавания волн. Рассмотрим основные затруднения определения природы волн для следующих типов экспериментальных записей.

Первый тип записи. При наличии на записях лишь одной волны группы B ее природа определяется наиболее легко — в большинстве случаев это волна P_3 . Однако иногда волна P_3 не отмечается на записях вблизи пункта взрыва из-за своей малой интенсивности (при наличии градиента скорости в кровле известняков). В этом случае выделенная волна представляет собой волну P_2 или интерференцию волн $P_2 + P_3$. Для определения ее природы

целесообразно применить удлиненные системы годографов ($x_{\max} \approx 700 \div 800$ м). Это позволит установить, имеется ли на меньших временах волна P_3 , амплитуда которой возрастает в закритической области, и определить, существует ли максимум амплитуд для выделенной волны. Наличие такого максимума позволит отнести ее к волне P_3 .

Второй тип записи. Расчленить неразрешенный многофазный дуг колебаний на отдельные волны обычно трудно. В некоторых случаях для определения природы волн, участвующих в его формировании, могут оказаться полезными записи на различных фильтрациях и удлиненные системы годографов.

Третий тип записи. В случае наличия на записи двух разрешенных волн, из которых первая идентифицируется с волной P_1 , может возникнуть неясность при определении природы последующей волны — является ли она волной P_2 , или P_3 , или $P_2 + P_3$. Эта неясность может появиться главным образом на участках, на которых оси синфазности рассматриваемой волны и волны P_1 параллельны, т. е. где неприменим критерий распознавания волны по резкому изменению формы оси синфазности вдоль профиля (критерий 2). Такие участки отмечаются на профилях, ориентированных в направлении простирания пород. Для определения природы волн необходимо задать профили, перпендикулярные к исходному. Использование удлиненных годографов в сочетании с низкочастотной фильтрацией также позволит в ряде случаев решить вопрос о присутствии на записи волны P_3 .

При наличии на записи трех или большего числа волн группы В волна с максимальным временем прихода не всегда может быть идентифицирована с волной P_3 , связанной с фундаментом. При увеличении мощности и скоростной неоднородности известняков может образоваться несколько отраженных волн, соответствующих толще известняков. В этом случае так же, как и в предыдущем, наиболее сильным критерием для распознавания волны P_3 является критерий 2.

С увеличением мощности коры выветривания фундамента также возможно образование дополнительных отраженных волн, соответствующих различным интервалам разреза коры. Эти волны из-за сильной изменчивости разреза коры должны иметь короткие интервалы прослеживаемости, что отличает их от более устойчивой волны P_3 .

Следует подчеркнуть, что при мощности известняков $h = 50 \div 80$ м и малой мощности коры выветривания фундамента ($h < 30$ м) выделить волну P_3 как самостоятельную практически невозможно. Увеличение мощности коры выветривания улучшает условия выделения волны P_3 . Поэтому наличие на записях уверенно идентифицированной и прослеженной волны P_3 является индикатором существования достаточно мощной коры выветривания фундамента.

Анализ сложного поля отраженных волн, соответствующего приповерхностной части фундамента, при наличии в покрывающей среде высокоскоростных известняков показал, что по одним

сейсмическим данным определить природу волн и их стратиграфическую привязку невозможно. Привлечение данных АК и теоретических расчетов волновых полей, соответствующих моделям среды, которые построены по материалам АК, позволяет разработать критерии для распознавания природы волн и осуществить их привязку к разрезу. В связи с тонкослоистой скоростной структурой разреза каждая из зарегистрированных волн относится не к одной границе в геологическом разрезе, а к интервалу глубин мощностью $h=20 \div 40$ м. В этих интервалах глубин границы, построенные по сейсмическим данным, могут пересекать границы различных литологических комплексов (например, известняков и коры выветривания фундамента).

Сочетание экспериментальных сейсмических и акустических данных с теоретическими расчетами волновых полей позволило установить, что на записях выделяются следующие волны, связанные с корой выветривания фундамента: 1) волна, соответствующая нижней части известняков и верхней части коры выветривания (P_2); 2) волна, относящаяся к нижней части коры выветривания и кровле консолидированного фундамента (P_3). Изменение мощности толщи между сейсмическими границами, построенными по этим волнам, характеризует изменение мощности коры выветривания. Однако указанную характеристику следует рассматривать как качественную, а не количественную, поскольку волны нельзя считать связанными с кровлей и подошвой коры выветривания — они соответствуют интервалам глубин, включающим обе границы коры.

Чтобы оценить изменение мощности коры выветривания фундамента по площади, важно уверенное выделение на записях и надежное определение природы отраженных волн. Для этого, как следует из рассмотренного выше, необходимы следующие методические приемы.

1. В комплексе работ методом отраженных волн, наряду с сейсмическими наземными и скважинными (ВСП) наблюдениями, должны применяться акустический каротаж скважин и теоретические расчеты волновых полей для моделей среды, построенных по данным АК.

2. Сейсмические наблюдения целесообразно проводить с использованием как взрывной, так и вибросейсмической модификаций. Последняя позволяет управлять спектром источника возбуждения, что имеет важное значение для частотной селекции волн.

3. Наблюдения следует выполнять по системе взаимно перпендикулярных профилей, ориентированных по простиранию и вкрест простирания пород. Наряду с корреляцией записей по каждому профилю в отдельности, для выявления зон разрастания мощности коры необходимо сопоставлять записи по системе параллельных профилей (межпрофильная корреляция).

4. Для уверенного определения природы волн в неясных ситуациях целесообразно удлинять годографы до расстояний, примерно равных 1000 м. Это позволит выявить максимум амплитуд волны,

связанной с фундаментом, при переходе в закритическую область. Возможно, что при получении благоприятных результатов на удлиненных системах годографов окажется целесообразным изменить методику полевых работ и применять различные современные методы машинной обработки полученных данных.

5. Полевые сейсмические записи необходимо получать на широкополосной фильтрации и затем воспроизводить их в широком диапазоне фильтраций. Для волны, связанной с подошвой коры и кровлей фундамента, наиболее благоприятной является фильтрация с максимумом на сравнительно низких частотах $f_{\max} = 30 \div 40$ Гц, а для волны, соответствующей подошве известняков и кровле коры, — преимущественно более высокочастотные фильтрации с $f_{\max} = 50 \div 70$ Гц.

6. Наряду с использованием продольных отраженных волн РР целесообразно в опытном порядке опробовать регистрацию обменных отраженных волн PS на записях X-компонент. Строение среды, сильно дифференцированной по скоростям, благоприятно для образования интенсивных обменных волн, а их записи вследствие меньших значений скоростей v_s должны быть более разрешенными, чем записи волн РР.

Глава XVI

ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН, ОТРАЖЕННЫХ ОТ КРУТОПАДАЮЩИХ ГРАНИЦ [45]

При сейсмических исследованиях районов со сложным тектоническим строением часто регистрируются интенсивные волны с отрицательными кажущимися скоростями, по абсолютной величине близкими к кажущейся скорости преломленной (скользящей) волны. Изучению этих волн посвящено много работ [54, 120, 125, 173, 176, 178 и др.], и почти во всех случаях сделано заключение о том, что указанные волны являются дифрагированно-преломленными, отраженно-преломленными, образовавшимися в результате дифракции или отражения преломленных волн от зоны выхода крутопадающей границы. Поскольку эти волны несут мало информации о глубинном строении сейсмических границ, они были отнесены к категории помех.

Сведения о волнах с отрицательными кажущимися скоростями, полученные в результате последующих исследований в рудных районах, заставили усомниться в правильности отнесения их к дифрагированно-преломленным. В частности, эти волны уверенно прослеживаются в области последующих вступлений на достаточном протяжении (в пределах нескольких километров), и кажется маловероятным, чтобы волны, дифрагированные зоной выхода крутопадающей границы, могли быть столь интенсивными. В некоторых работах [98] указанные волны стали рассматривать как непосредственные отражения от наклонных границ.

Различный подход к истолкованию природы волн с отрицательными кажущимися скоростями связан с тем, что сделанные в работах выводы базируются в основном только на рассмотрении кинематики этих волн на горизонтальном профиле. Очевидно, что в этом случае из-за близости годографов отраженных и дифрагированно-преломленных волн кинематические признаки не могут быть использованы для их различия.

В настоящей главе на основе теоретических расчетов, данных ультразвукового моделирования с привлечением экспериментального материала сделаны некоторые выводы об особенностях и природе волн, формируемых вблизи крутопадающих границ.

1. Отношение интенсивности отраженных и дифрагированно-преломленных волн, связанных с крутопадающей границей

Для общих энергетических оценок различия интенсивности волн, дифрагированно-преломленных и непосредственно отраженных от крутопадающей границы, было использовано ультразвуковое моделирование. Перед ультразвуковым моделированием стояли следующие задачи:

1) установить наличие волн, отразившихся от крутопадающих границ, и оценить их интенсивность;

2) выяснить отношение интенсивности волн, отраженных от крутопадающей границы и дифрагированных зоной выхода этой границы.

Эксперименты поставлены на двумерных твердых моделях, состоящих из сред с постоянной скоростью. Для решения первой задачи выбрана модель, приведенная на рис. 120, *а*. Источники колебаний *И-1* и *И-2* располагали по обе стороны от наклонного контакта *1*. В этом случае волна, отраженная от крутопадающей границы, должна наблюдаться только при возбуждении колебаний источником *И-1* и полностью отсутствовать при работе источника *И-2*. Чтобы оценить интенсивность этой волны, ее сравнивали с интенсивностью волны, отраженной от горизонтальной границы *2*, расположенной в пределах тех же глубин.

Решение второй задачи по сравнению с условиями, встречающимися в реальной среде, проведено в упрощенном варианте — отсутствует покрывающий слой (см. рис. 120, *б*). Эта модель исключает возможность образования преломленной волны, поэтому дифрагировать может только прямая волна. Интенсивность такой дифрагированной волны безусловно больше, чем дифрагированно-преломленной, вследствие чего отношение интенсивностей волн отраженной от наклонного контакта и дифрагированно-преломленной можно рассматривать как максимально возможное для волн, регистрируемых при наличии покрывающего слоя.

Волны, отраженные от наклонной границы, исследовались также на вертикальном профиле.

Использовали следующую методику эксперимента. Двумерная модель (см. рис. 120, *а*) была изготовлена из плексигласа толщи-

ной 3 мм. При скорости продольных волн в плексиглазе $v=2280$ м/с и частоте регистрируемых колебаний $f=30\div 35$ кГц толщина модели не превышала 0,1λ, что удовлетворяет требова-

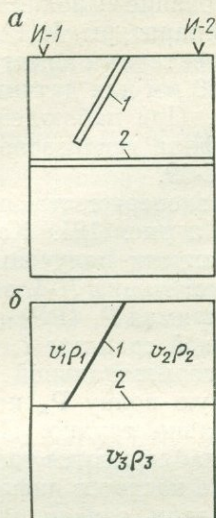
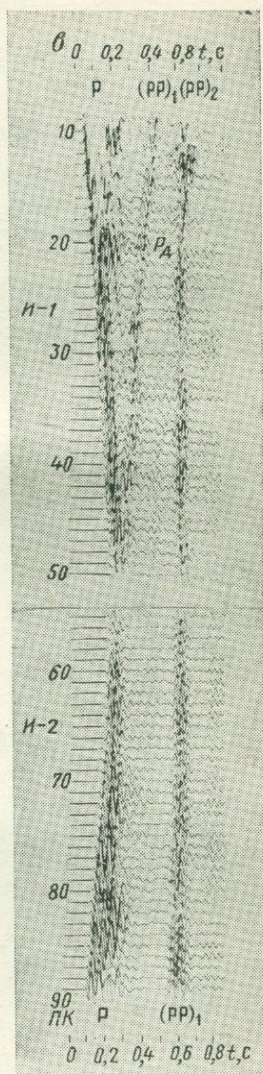


Рис. 120. Пример ультразвукового моделирования волн, образующихся в среде с наклонным слоем (горизонтальный профиль).

a — модель из плексигласа; *б* — теоретическая модель среды; *в* — сейсмограммы волн: P — прямой, (PP)₁ — отраженной от наклонного контакта 1, (PP)₂ — отраженной от горизонтальной границы 2, P_д — дифрагированной от ребра границы

ниям ультразвукового моделирования на двумерных моделях. Крутопадающую и горизонтальную границы имитировали увеличением толщины модели [4, 131], что достигалось наклейкой на поверхность модели двух полос плексигласа толщиной 3 мм и шириною 25 мм; одну — под углом 60° к линии наблюдения, вторую — горизонтально на глубине 60 см.

Наблюдения проводили на линии длиной 120 см, совпадающей с ребром модели, при шаге между точками наблюдения, равными 2 см. Источники колебаний И-1 и И-2 поочередно располагали на расстоянии 50 см от выхода наклонной границы. Пространство между источником и приемником покрывали слоем пластилина, который в достаточной степени ослаблял действие поверхностной (рэлеевской) волны. Для моделирования по вертикальному профилю использована модель из плексигласа толщиной 3 мм в форме прямоугольника, одна из боковых сторон которого срезана



под углом 60° . Источник размещали на расстоянии 100 см от контакта, а приемник перемещали по вертикальной линии (профилю), удаленной от выхода наклонной границы на расстоянии 50 см. Моделирование выполняли с помощью стандартной аппаратуры ИПА-62 с серийными преобразователями из сегнетовой соли размером 20×20 мм для датчика и 6×6 мм для приемника. При наблюдениях на вертикальном профиле использовали точечные приемники ЦТС-19.

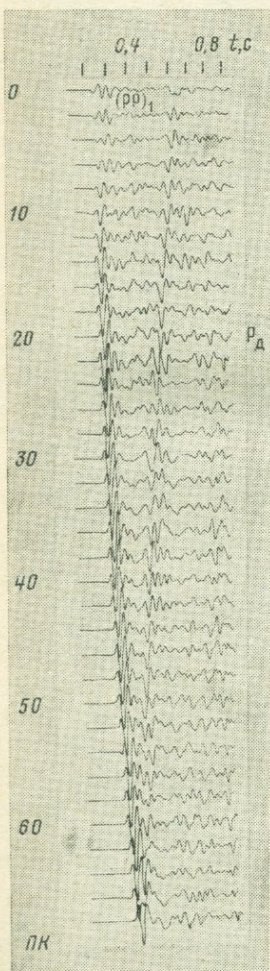


Рис. 121. Пример ультразвукового моделирования волн, образующихся в среде с наклонным контактом (вертикальный профиль).

Волны: P — прямая, $(PP)_1$ — отраженная от контакта, P_d — дифрагированная от ребра контакта

Результаты эксперимента представлены на рис. 120, в и рис. 121. Как видно из рис. 120, в, на записях, полученных в результате действия источника И-1, зарегистрированы волны — прямая P, $(PP)_1$, отраженная от крутопадающей границы 1, и $(PP)_2$, отраженная от горизонтальной границы 2. Дифрагированную волну P_d на записи обнаружить довольно трудно. При действии источника И-2 наблюдаются только волны P и $(PP)_2$. Что же касается дифрагированной волны P_d , то в этом случае на записи уверенно выделить ее практически не удалось.

Аналогичные результаты получены и на вертикальном профиле (см. рис. 121), где также зарегистрированы волны — прямая P и отраженная от наклонной границы $(PP)_1$. Дифрагированная волна P_d и здесь оказалась много слабее отраженной.

Следует отметить, что в реальных условиях крутопадающие сейсмические границы (зоны разломов, контакты интрузивов и др.) могут представлять собой тонкие слои или пачки тонких слоев с различными скоростями. Дифференциация скоростей в таких пачках, особенно в зонах разлома, может быть более сильной, чем в ненарушенных кристаллических или метаморфических породах. При этом возможно, как показано в работе [54 и др.], что волны, отраженные от тонкослойных пачек, значительно интенсивнее волн, отраженных от толстых слоев. Указанное еще более увеличивает различие интенсивностей волн $(PP)_1$ и P_d .

Таким образом, с помощью ультразвукового моделирования удалось показать следующее:

- 1) при наличии крутопадающей границы

регистрируются отраженные волны, обладающие интенсивностью, соизмеримой с интенсивностью волн, отраженных от горизонтальной границы, расположенной в пределах тех же глубин;

2) амплитуда волны, отраженной от крутопадающей границы, намного превосходит амплитуду дифрагированной волны, образовавшейся в результате дифракции прямой волны зоной выхода границы.

2. Интенсивность волн, отраженных от крутопадающих границ

Рассмотрим влияние различных факторов на интенсивность отраженных волн на примере идеализированной трехслойной модели, верхний слой которой имитирует высокочастотный разрез, а два нижних разделены крутопадающим контактом. Интенсивность отраженной волны $U_{отр}$ в точке приема A для среды, показанной на рис. 122, можно представить в виде [3]

$$U_{отр}(A) = L(i_2) U_2(M_1) \times k(M_1) n_1(M_2) W(A) \times \sqrt{\frac{\Delta S_2(M_2)}{\Delta S_1(A)} \frac{\cos \beta_1}{\cos i_1}} e^{-\alpha r}, \quad (211)$$

где $k(M_1)$, $n_1(M_2)$ — коэффициенты соответственно отражения и преломления в точках M_1 и M_2 ; $L(i_2)$ — направленность источника; $W(A)$ — коэффициент конверсии в точке A ; $\Delta S_2(M_2)$, $\Delta S_1(A)$ — площадки поперечного сечения лучевой трубки волн соответственно в точках M_2 и A ; $U_2(M_1)$ — интенсивность преломленной волны в точке M_1 ; α — коэффициент поглощения, соответствующий преобладающей на записи частоте f ; r — длина пути волн.

Как видно из выражения (211), при наличии промежуточной преломляющей границы на интенсивность отраженной волны влияют много факторов. Рассмотрим их подробнее.

Направленность источника. В случае крутопадающих границ в отличие от пологозалегающих функция направленности источника может оказывать существенное влияние на интенсивность отражений. При возбуждении упругих колебаний в основном приходится сталкиваться с двумя условиями размещения источника. Когда отсутствует верхний покрывающий слой, источник располагают вблизи дневной поверхности или непосредственно на ней. Если же имеется рыхлый покрывающий слой, источник, как правило, размещают вблизи жесткой границы (фундамента). В обоих случаях источник возбуждения можно рассматривать в виде сосредоточенной вертикальной силы. Функция направленности, определяемая выражением $L = L(i_2)$, с увеличением угла i_2

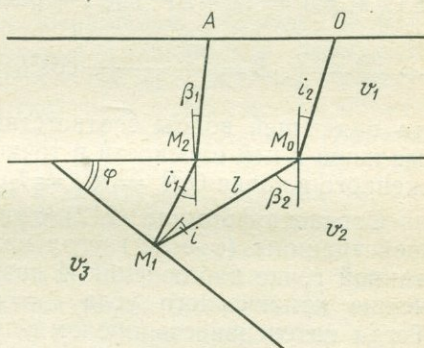


Рис. 122. Схема распространения лучей преломленных и отраженных волн от наклонной границы.

i — угол падения в точке M_1 ; i_1 — то же, в точке M_2 ; i_2 — то же, в точке M_0 ; β_1 — угол преломления в точке M_2 ; β_2 — то же, в точке M_0

будет убывать пропорционально $\cos i_2$. Действие этого фактора сводится к ослаблению интенсивности отражений от источника в сторону контакта.

Преломление на промежуточной границе. Выражение для интенсивности преломленной волны в точке M_1 (см. рис. 122) имеет вид [3]

$$U_2(M_1) = U_0(M_0) \frac{n_2(i_2) \cos \beta_2}{\sqrt{\cos^2 \beta_2 + F(l, i_2, \beta_2)}}. \quad (212)$$

Здесь $U_0(M_0)$ — интенсивность падающей волны в точке M_0 ; $n_2(i_2)$ — коэффициент преломления; v_1, v_2 — скорости распространения соответственно падающей и преломленной волн; функция $F(l, i_2, \beta_2) = \Omega l + Bl^2$, где l — расстояние M_0M_1 ; $\Omega = \frac{v_2}{v_1} \left(\frac{\cos^2 i_2}{R_{\parallel}} + \right.$
 $\left. + \frac{\cos^2 \beta_2}{R_{\perp}} \right)$; $B = \frac{v_2^2}{v_1^2} \frac{1}{R_{\parallel} R_{\perp}} \cos^2 i_2$; R_{\parallel}, R_{\perp} — радиусы кривизны фрон-

та падающей волны соответственно в плоскости падения и нормальной к ней плоскости в точке M_0 (в случае источника, расположенного в точке $O, R_{\parallel} = R_{\perp} = l_0$).

Согласно формуле (212) с увеличением угла наклона отражающей границы ($\varphi \rightarrow 90^\circ$) угол падения θ_1 в точке M_0 при фиксированной точке наблюдения A возрастает, стремясь в пределе к значению критического угла $i_2 = \arcsin(v_1/v_2)$. При этом $\beta_2 \rightarrow \pi/2$. Тогда интенсивность преломленной волны в точке падения M_1 на отражающую границу будет стремиться к нулю ($U_2(M_1) \rightarrow 0$), а точка M_1 приближаться к нижней границе покрывающего слоя. С удалением точки наблюдения от источника в сторону контакта интенсивность отраженной волны будет монотонно убывать, в то время как на горизонтальной границе (при малых β_2) коэффициент преломления мало влияет на интенсивность отражений. Таким образом, преломление на промежуточной границе ведет к уменьшению интенсивности волны, отраженной от наклонного контакта.

Коэффициент отражения. Угол падения i волны на отражающую границу удовлетворяет очевидному неравенству $i < (\pi/2) - \varphi$, так как $0 \leq i \leq (\pi/2)$. Если $i \geq \arcsin(v_2/v_1)$, то угол падения волны на границу равен или превышает критический.

В этом случае, т. е. когда $\varphi < \frac{\pi}{2} - \arcsin \frac{v_2}{v_3}$, регистрируемые волны представляют собой закритические отражения. При углах

наклона $\varphi > \frac{\pi}{2} - \arcsin \frac{v_2}{v_3}$ отражения становятся только докритическими.

Для значений $v_2/v_3 = 0,8 \div 0,9$, часто встречающихся в кристаллических и метаморфических породах, уже при углах наклона $\varphi > 30^\circ$ возможна регистрация только докритических отражений. В докритической области в случае слабой дифференциации скоростей величина коэффициентов отражения, как известно, практически не меняется. Поэтому при достаточно крутых углах наклона отражающих границ и постоянных значениях скоростей

и плотностей по обе стороны от границ коэффициент отражения слабо влияет на изменение амплитуды отраженной волны.

Коэффициент конверсии. Величина коэффициента конверсии изменяется по закону $W \cong 2 \cos i$, близкому к косинусоидальному. При больших углах наклона отражающих границ за счет коэффициента конверсии амплитуда отражений будет плавно убывать от контакта по направлению к пункту возбуждения. В случае, когда среда с наклонной границей покрыта слоем с пониженной скоростью и постоянной мощностью, влияние коэффициента конверсии на амплитуду отражений практически становится неощутимым, так как углы подхода к сейсмоприемнику резко уменьшаются и мало изменяются с увеличением расстояния от источника x .

Расхождение. Подкоренное выражение, входящее в формулу (211), учитывает геометрическое расхождение падающей и отраженной волн. В целом геометрическое расхождение с известным приближением меняется в соответствии с изменением временного годаграфа отраженной волны. При крутых углах падения границы за счет функции расхождения амплитуды отраженной волны будет убывать в направлении от контакта к пункту возбуждения.

Поглощение. Уменьшение амплитуды отраженных волн с увеличением расстояния x обусловлено также поглощающими свойствами среды. Если допустить, что покрывающая толща является однородной средой, характеризующейся постоянным значением коэффициента поглощения α , то изменение амплитуды волны за счет поглощения будет происходить по закону $e^{-\alpha x}$. В случае крутопадающей границы уменьшение амплитуды отражений будет происходить в сторону пункта возбуждения в соответствии с увеличением длины пути волны.

Анализ совокупности факторов, от которых зависит изменение интенсивности отражений, показывает, что влияние каждого из них сказывается по-разному. Если направленность источника и преломление на промежуточной границе приводят к уменьшению амплитуды отражений от пункта возбуждения в сторону контакта, то остальные факторы действуют в противоположном направлении. Это обстоятельство определило главную особенность волн, отраженных от крутых границ, заключающуюся в появлении экстремальных значений интенсивности отражений между источником и границей. На рис. 123, *a* приведены амплитудные кривые отраженных волн, рассчитанные для модели (рис. 124). Отличительной их особенностью является наличие максимума между пунктом возбуждения и выходом контакта. Амплитуда этого максимума тем больше, чем меньше угол наклона границы и чем ближе расположен пункт возбуждения к линии контакта. С увеличением угла наклона φ в пределах $20-60^\circ$ максимум амплитуд становится более расплывчатым, а сама амплитуда уменьшается для всех положений пункта возбуждения примерно в 5 раз. При удалении пункта возбуждения от контакта ширина максимума интенсивности возрастает.

Следует отметить, что в реальных условиях амплитудные кривые могут быть осложнены локальными экстремумами, связанными с влиянием разброса чувствительности каналов, неоднородностей в верхней части разреза, различиями в условиях установки

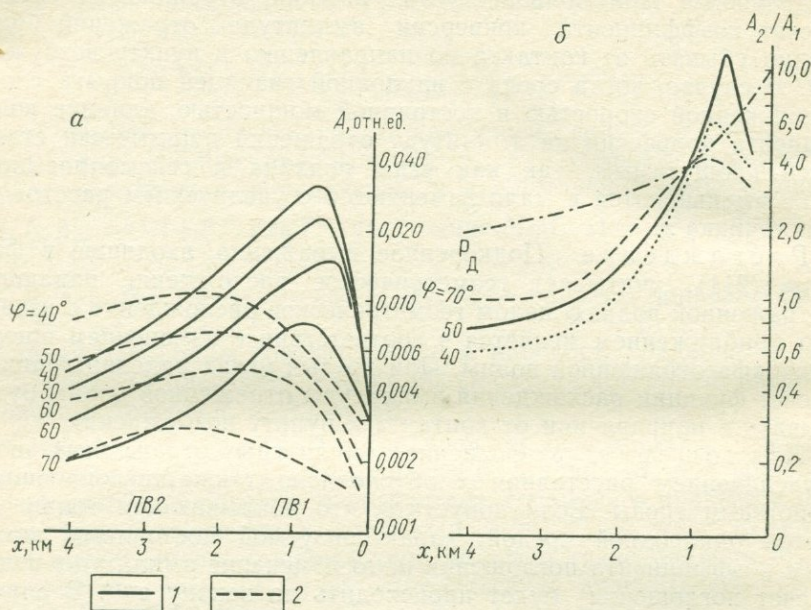


Рис. 123. Амплитудные кривые волн, отраженных от крутопадающей границы (а), и кривые отношения амплитуд отраженных и дифрагированных волн, зарегистрированных на нагоняющих системах (б).

Амплитудные кривые отраженных волн, полученные: 1 — из ПБ1, 2 — из ПБ2

сейсмоприемников и т. п. Для исключения их влияния целесообразно строить кривые отношения амплитуд волн (или на полулогарифмической сетке разности логарифмов амплитуд), зарегистрированных на нагоняющих системах в пределах одного и того же интервала профиля (см. рис. 123, б). В этом случае убывание амплитуд с изменением расстояния x для отраженных волн происходит быстрее, чем для дифрагированно-преломленных. Таким образом, если для дифрагированно-преломленных волн характерно монотонное убывание амплитуд с удалением от линии контакта, то амплитудные кривые волн, отраженных от крутых границ, отличаются наличием максимумов. Кроме того, при $\varphi > 40^\circ$ амплитуды отраженных волн убывают с изменением расстояния сильнее, а при $\varphi < 40^\circ$ несколько слабее, чем дифрагированно-преломленные волны.

Годографы отраженных волн из двух пунктов взрыва и дифрагированной волны от угла контакта приведены из рис. 124, а—г.

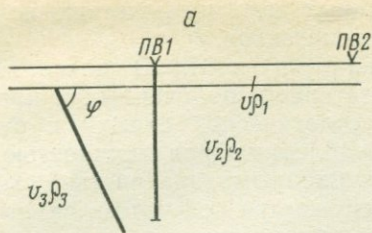
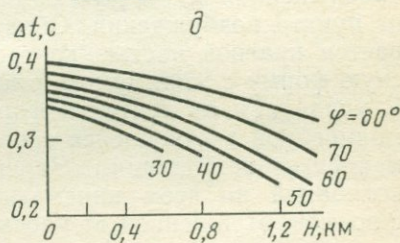
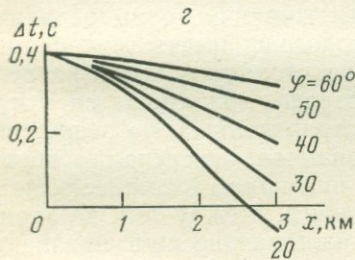
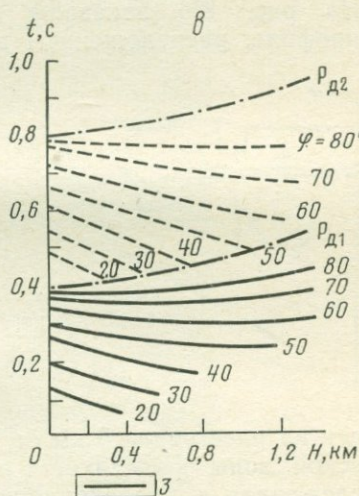
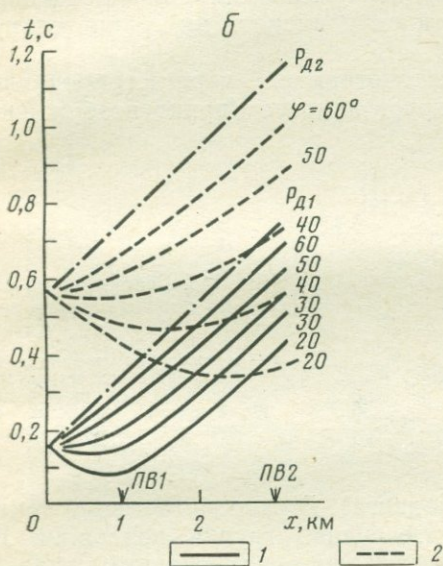


Рис. 124. Теоретические годографы отраженных волн от наклонных границ и изменение $\Delta t = t_{PB2} - t_{PB1}$ для различных углов наклона границы.

a — модель среды; годографы на профиле: b — горизонтальном, $в$ — вертикальном, 1 — отраженных волн, полученных из $PВ1$, 2 — то же, из $PВ2$, 3 — дифрагированной волны от ребра контакта ($P_{д1}$ — из $PВ1$, $P_{д2}$ — из $PВ2$); Δt — на профилях: $г$ — горизонтальном, $д$ — вертикальном



3. Некоторые экспериментальные данные по регистрации волн с отрицательными кажущимися скоростями

Ниже приведены результаты анализа экспериментальных данных, полученных в рудных районах, по регистрации волн с отрицательными кажущимися скоростями. Волны приурочены к различным геологическим объектам: зонам тектонических нарушений,

крутопадающим границам различных метаморфических комплексов и краевым частям интрузивных массивов.

Зоны тектонических нарушений. В качестве примера рассмотрим сейсмический материал, полученный в пределах развития надвига. По данным геологической съемки и бурения надвиг представляет собой зону дробления пород мощностью около 100 м и характеризуется пониженным значением скорости (рис. 125). Плоскость надвига погружается под углом, равным 30° . При таком угле наклона границы кинематические различия отраженной и преломленно-дифрагированной волн должны проявиться достаточно четко. Поэтому предполагалось на записи одновременно выделить волны обоих типов и оценить их сравнительную интенсивность.

На рис. 126 показаны сейсмограммы, зарегистрированные на профиле, расположенном вкост надвига (пункт возбуждения

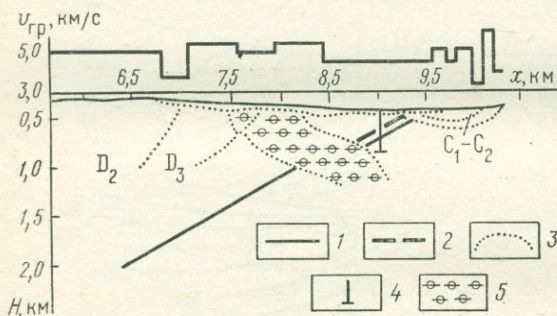


Рис. 125. Сейсмический разрез по профилю через зону надвига (Рудный Алтай).

1 — отражающая граница; 2 — линия надвига по результатам геологической съемки; 3 — стратиграфические границы; 4 — скважина; 5 — интрузивные породы

удален на расстояние 5 км от надвига). В сторону подъема тектонической зоны фиксируется интенсивная группа колебаний R_n , прослеженная и корреляционно увязанная на большом удалении от пункта возбуждения. Область прослеживания волны ограничивается краевой частью контакта, а годограф имеет гиперболическую форму с минимумом, смещенным в сторону границы раздела. С удалением от контакта форма годографа приближается к прямолинейной с кажущейся скоростью, отрицательной по отношению к первым вступлениям. Зарегистрированная интенсивная группа колебаний по всем кинематическим признакам отождествляется с волной, отраженной от плоскости надвига. Между тем, на записи не установлена волна, которая по кинематическим признакам отождествлялась бы с преломленно-дифрагированной от области выхода контакта границы.

Приведенные на рис. 127 амплитудные кривые отраженной и преломленной волн свидетельствуют о справедливости сделанного вывода о том, что на участке между пунктом возбуждения и наклонной границей наблюдается экстремальное значение амплитуды отраженной волны. Эта особенность отраженной волны может быть использована в качестве критерия, по которому ее можно отличать от преломленно-дифрагированной.

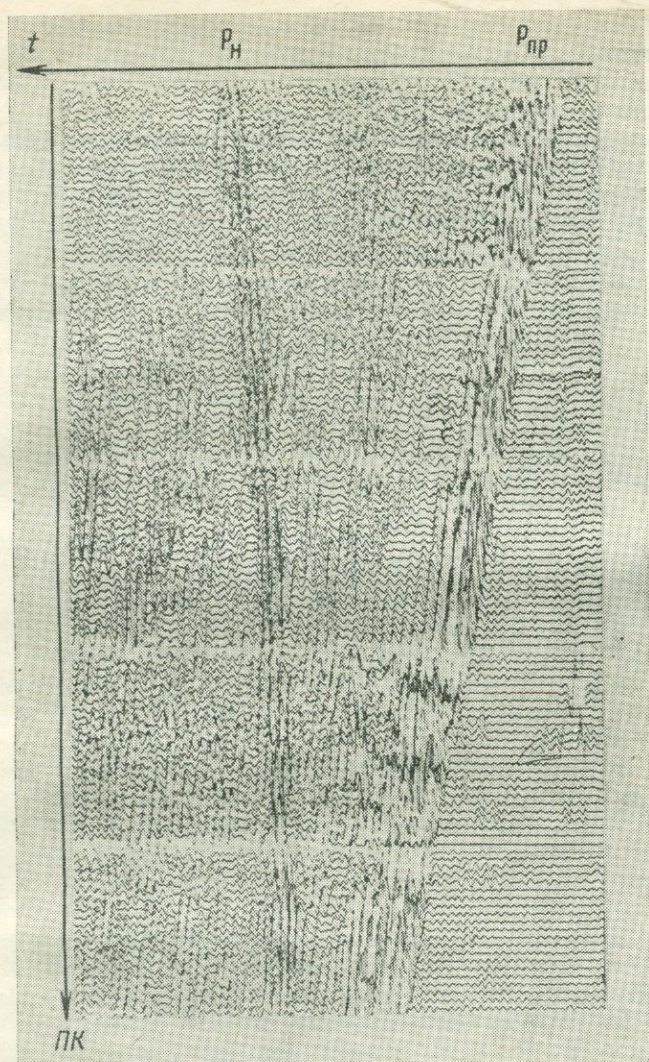


Рис. 126. Пример записи отраженных волн P_n от поверхности надвига

Наклонные границы метаморфического комплекса пород. Рассмотрим сейсмический материал, полученный в приборной части антиклинали, где эффузивно-осадочный комплекс пород имеет падение $50-60^\circ$ и характеризуется слабой скоростной дифференциацией. Особенностью волновой картины является разграничение записи на две области. На участке с $t=1,0 \div 1,2$ с отмечаются отдельные малопротяженные оси синфазности. На поздних временах выделяются протяженные группы колебаний, корреляционно увязанные вдоль линии наблюдения. Наибольшей интенсивностью обладает первая группа колеба-

ний P_1 , кажущаяся скорость которой вдоль профиля независимо от положения источника возбуждения и пунктов приема по отношению к направлению падения границы приближается к кажущейся скорости первых вступлений.

По кинематическим признакам на горизонтальном профиле из-за крутого падения границы нельзя однозначно утверждать, к какому из рассмотренных типов волн следует отнести зарегистрированную группу колебаний. Для разрешения этого вопроса были

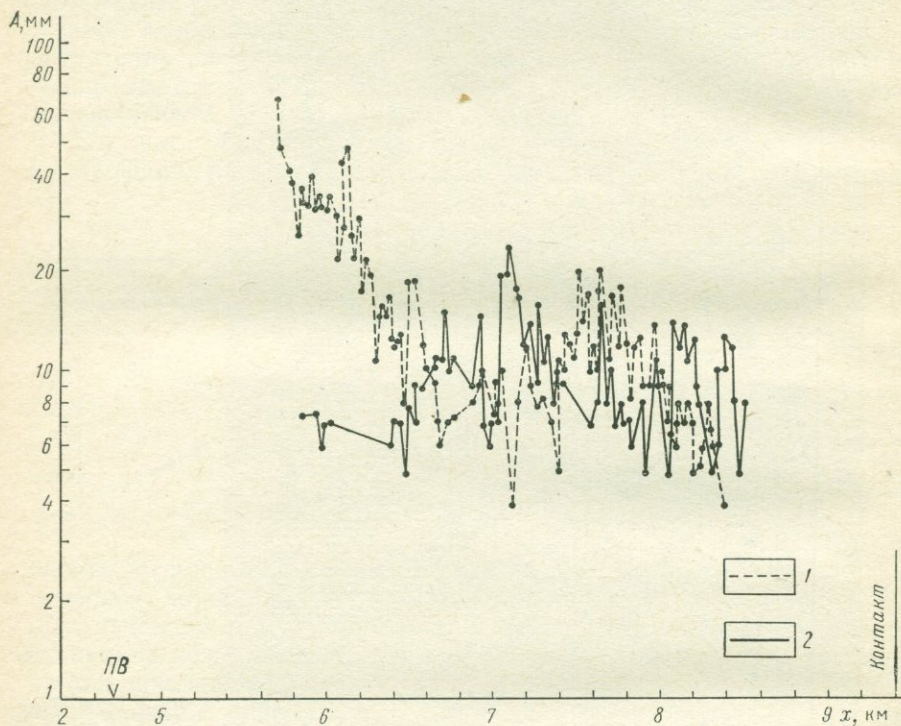


Рис. 127. Амплитудные кривые $A=A(x)$ преломленно-дифрагированной (1) и отраженной (2) волн от наклонной границы (Рудный Алтай)

привлечены результаты скважинных наблюдений ВСП, учитывая, что кинематические различия между отраженной и преломленно-дифрагированной волной на вертикальном профиле усиливаются с возрастанием угла наклона границы (см. рис. 124, а—г).

По сейсмограмме (см. рис. 126) установлено, что зарегистрированная при наземных наблюдениях интенсивная волна по своим кинематическим характеристикам на вертикальном профиле соответствует отраженной волне, отождествляемой с крутопадающим контактом эффузивно-осадочной толщи. В то же время на записи, где следовало бы ожидать появления преломленно-дифрагированной волны, последняя не была установлена.

Контакт интрузива с вмещающей средой. По дан-

ным геологической съемки на контакте гранитного массива и вмещающей среды предполагается существование неоднородного слоя с упругими параметрами, существенно отличающимися от вмещающей среды. На сейсмограммах в последующих вступлениях зарегистрирована интенсивная группа колебаний P_n , увязанная по системе взаимоувязанных поверхностных годографов.

Изменение углов наклона отражающей поверхности вдоль ее простирания привело к неравномерному распределению на площади полного градиента времени отраженной волны. На отдельных участках, где установлено крутое падение границы, отношение полных градиентов времени волны P_n и первых волн приближается к единице. Если бы эти участки рассматривали изолированно, то по кинематическому признаку отраженную волну трудно было бы отличить от преломленно-дифрагированной. В области с меньшей кривизной контакта кинематические различия проявляются отчетливо и волна P_n однозначно отождествляется с отраженной. Неравномерность распределения значений градиента времени в пределах взаимоувязанной системы поверхностных годографов можно рассматривать как один из критериев, по которому можно отличить отраженную волну от преломленно-дифрагированной.

В заключение можно сделать следующие основные выводы.

1. Волны, отраженные от крутопадающих границ, значительно превосходят по интенсивности дифрагированные волны, формируемые вблизи контакта границы. В реальных условиях преломленно-дифрагированные волны не установлены.

2. Помимо высокой амплитудной выразительности отраженных волн, связанных с крутопадающими контактами, дополнительным признаком, отличающим их от преломленно-дифрагированных волн, является наличие экстремальных значений амплитуд на интервале между пунктом возбуждения и выходом контакта границы.

3. С возрастанием угла наклона границы кинематические различия между отраженной и преломленно-дифрагированной волнами на горизонтальном профиле уменьшаются, а на вертикальном профиле усиливаются, что позволяет рассматривать наблюдения ВСП как основу для правильного опознания природы волн, формируемых на крутопадающих границах.

4. Если исследуется наклонная криволинейная поверхность, критерием, по которому можно отличать отраженную волну от преломленно-дифрагированной, является неравномерность распределения полного градиента времени поверхностных годографов.

Практически повсеместно интенсивные волны, формируемые вблизи крутопадающих контактов, являются отраженными, несущими информацию о строении сложнослоистых сред. Комплексирование наблюдений на горизонтальном и вертикальном профилях, применение взаимно увязанных пространственных систем позволяет путем совместного использования кинематических и динамических критериев надежно определить природу волн, регистрируемых вблизи крутопадающей границы, и изучить отражающую границу в нужном интервале глубин.

В настоящей монографии рассмотрены многие аспекты различных методов сейсморазведки вертикально-слоистых сред, причем широко использованы расчеты преломленных лучевых схем. Изучение вопросов физики распространения сейсмических волн в реальных средах и полученные при этом экспериментальные данные изменили существовавшие ранее представления о преломленных волнах в рамках лучевых схем. Широкое распространение понятия «градиентность среды» привело к переоценке разведочных возможностей КМПВ и во многом определило его место в решении различных задач сейсморазведки. В то же время теоретическими и экспериментальными исследованиями было показано, что в ряде случаев с удовлетворительной для практики точностью и с вполне допустимыми ограничениями можно пользоваться прежней схемой скользящего луча. Особенно это касается изучения поверхности консолидированных вертикально-слоистых сред, перекрытых осадочным покровом и представляющих особый интерес при решении различных задач инженерной и рудной сейсморазведки. В тех случаях, когда при изучении верхней части разреза вертикально-слоистой среды присутствует достаточно мощная «высокоградиентная» кора выветривания и для наблюдений применяют длинные профили, в экспериментальные годографы преломленных волн вводят поправки, учитывающие явление рефракции [1].

Таким образом, рассмотренные различные аспекты сейсморазведки при изучении поверхности вертикально-слоистых сред даже с позиций прежних представлений о преломленных волнах в рамках лучевых схем до сих пор широко и эффективно используются на практике. Поэтому такие подходы правомерны и помогают решать многие актуальные задачи.

При картировании поверхности вертикально-слоистых сред разведочные возможности сейсморазведки определены решением нескольких групп задач.

К первой группе отнесены следующие задачи:

1) выявление неоднородных вертикально-слоистых слоев под осадочным покровом и определение преобладающих направлений их простираций;

2) детальное расчленение вертикально-слоистой среды, выделение слоев сравнительно небольшой горизонтальной мощности, трассирование разломов, границ выклинивания слоев, оконтури-

вание коры выветривания метаморфических и изверженных пород.

Вторая группа включает следующие задачи:

- 1) изучение рельефа поверхности вертикально-слоистых сред;
- 2) исследование распределения по площади граничной скорости распространения преломленных волн;
- 3) параметрические измерения скоростей, а также поглощающих характеристик при детальном изучении разреза на малых базах как при наземных наблюдениях, так и в различных горных выработках, в том числе в шахтах;
- 4) определение направления и углов падения крутопадающих слоев, границ раздела, разломов и др.

К третьей группе отнесены задачи, реализуемые при использовании метода отраженных волн:

- 1) изучение природы границ и их рельефа в случае наличия приповерхностной неоднородной зоны над фундаментом;
- 2) трассирование крутонаклоненных границ в фундаменте.

Динамические особенности записи являются более чувствительным индикатором локализации вертикальных слоев, чем кинематические характеристики. На основании прослеживания изменений динамических характеристик сейсмических волн по площади могут быть выявлены и довольно надежно закартированы слои с пониженными и повышенными скоростями, а также выделены как тонкие, так и толстые слои в приповерхностной неоднородной зоне вертикально-слоистых сред. Поэтому при решении первой группы задач, связанных с картированием поверхности вертикально-слоистых сред, динамические признаки сейсмических волн являются основой, на которой базируется построение всей методики работ, а также качественная интерпретация сейсмических данных.

Методика сейсмических наблюдений при решении первой группы задач представлена различными модификациями поперечного профилирования и площадной съемки с одним или несколькими источниками возбуждения. Продольное профилирование в этом случае играет вспомогательную роль. В целях повышения разрешающей способности сейсморазведки при выделении тонких слоев небольшой горизонтальной мощности (20—30 м) применяется высокочастотная модификация сейсморазведки, разработанная И. С. Берзон. Использование динамических характеристик высокочастотных преломленных волн раскрывает дополнительные разведочные возможности метода при корреляции и дальнейшей качественной интерпретации динамических параметров сейсмических волн в процессе детального расчленения разреза и выделения слоев со слабой скоростной дифференциацией.

Решение второй группы задач основано на изучении кинематических характеристик различного класса сейсмических волн. Метод преломленных волн без учета явлений рефракции используется для расчленения разреза по значению граничной скорости, при параметрических замерах скоростей и микросейсмической съемке в шахтах, горных выработках, а также при изучении рельефа ко-

ренных пород. Разрешающая возможность метода в этом случае обусловлена частотным диапазоном регистрируемых преломленных волн, точностью определения скорости в покрывающей среде, степенью учета явлений рефракции и пр. Так же, как и при решении первой группы задач, в методике полевых наблюдений широко используется сочетание систем площадных наблюдений с продольным профилированием. Последнее в этом случае играет основную роль при количественной интерпретации данных.

Изучение рельефа поверхности вертикально-слоистых сред, в том числе определение развития и мощности коры выветривания, при прослеживании поверхности консолидированных пород осуществляется комплексом методов МОВ и КМПВ. Приведены некоторые начальные экспериментальные данные по оконтуриванию коры выветривания фундамента методом отраженных волн. Важное значение для решения этой задачи имеет сочетание наземных и скважинных сейсмоакустических наблюдений, при котором выясняется природа регистрируемых волн и геологическая привязка сейсмических границ. При интерпретации материалов учитываются горизонтальные градиенты скорости верхней неоднородной покрывающей толщи.

Результаты моделирования и экспериментальные полевые наблюдения, описанные в настоящей работе, раскрыли природу сейсмических волн с отрицательной кажущейся скоростью, формируемых в окрестности крутопадающих границ. Опровергнуто представление о том, что эти волны относятся к классу преломленно-дифрагированных; в действительности они являются отраженными от крутопадающих границ. Использование МОВ в этом случае позволяет исследовать направление падения и углы наклона крутопадающих границ, перекрытых осадочным покровом. Накопленный за последние годы сейсмический материал, полученный в сложнодислоцированных средах рудных районов, подтверждает эффективность использования МОВ для прослеживания на глубину крутопадающих контактов. Большое значение при изучении этих границ имеют пространственные системы наблюдений, для интерпретации которых используются методы решения обратных задач, описанные в монографии.

Разработанные и рассмотренные в книге вопросы физико-геологических основ сейсморазведки, методики и интерпретации сейсморазведочных данных при изучении поверхности вертикально-слоистых сред широко используются в практике геофизических работ в основном при рудной, инженерной и структурной сейсморазведке. Дальнейшие перспективы сейсмической разведки в решении этих задач связывались И. С. Берзон с развитием следующих направлений.

1. Дальнейшее усовершенствование высокочастотной модификации методов КМПВ и МОВ путем разработки и внедрения мощных невзрывных источников возбуждения сейсмических колебаний с управляемым спектром возбуждения в области высоких частот. Переход на использование высокочастотных стабильных источни-

ков позволяет существенно повысить разрешающую способность метода и его эффективность при детальном изучении коры выветривания, зон выклинивания и пр.

2. Внедрение сейсморазведочной аппаратуры с цифровой регистрацией и переход к количественной интерпретации динамических характеристик сейсмических волн, что расширит разведочные возможности метода и повысит надежность и достоверность геологической интерпретации результатов.

3. Дальнейшее развитие методики наблюдений в КМПВ и МОВ с многократными перекрытиями, а также систем, рассчитанных на регистрацию закрытых отраженных волн при изучении фундамента в условиях экранирования.

4. Развитие и совершенствование межскважинных и шахтных сейсмоакустических наблюдений при широком использовании динамических характеристик сейсмических волн в решении задачи рудной и угольной сейсморазведки. Последнее также существенно и для сейсморазведки на нефть и газ.

5. Расширение класса сейсмических волн при изучении поверхности вертикально-слоистых сред с привлечением обменных и поперечных волн.

6. Алгоритмизация предложенных способов решения обратных задач и разработка программы обработки данных МПВ и МОВ на ЭВМ. В частности, разработка программ построения временных разрезов МПВ, расчета динамических характеристик сейсмических волн с автоматическим построением разрезов и карт динамических характеристик.

7. Дальнейшее развитие исследований по изучению физики распространения сейсмических волн, формируемых в приповерхностной части вертикально-слоистых сред. Разработка методов прогноза природы формируемых волновых полей на основе совместного использования наземных и скважинных сейсмоакустических наблюдений.

Намеченные И. С. Берзон пути развития рудной сейсморазведки в области изучения вертикально-слоистых сред уже нашли свое конкретное воплощение при работах во многих районах СССР.

1. Авербух А. Г. Оценка точности интерпретации годографов слаборефрагированных волн.— «Прикладная геофизика», вып. 54. М., «Недра», 1969, с. 29—44 с ил.
2. Авербух А. Г. Влияние поглощения на частотную дисперсию средней скорости и характеристики тонкослойных непрерывных сред.— «Прикладная геофизика», вып. 59. М., «Недра», 1970, с. 19—22 с ил.
3. Алексеев А. С., Гельчинский Б. Я. О лучевом методе вычисления полей в случае неоднородных сред с криволинейными границами раздела.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, вып. 3. Л., изд-во ЛГУ, 1959, с. 106—160.
4. Ангона Ф. А. Двухмерное моделирование и его приложение к сейсмическим задачам.— В кн.: Ультразвук в геофизике. Пер. с англ. М., «Мир», 1964, с. 148—166 с ил.
5. Анциферов М. С., Анциферова Н. Г., Коган Я. Я. Распространение упругих волн в сухом песке под давлением.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1964, № 12, с. 1774—1781 с ил.
6. Бембель Н. М., Тригубов А. В. Опыт совместной регистрации продольных и обменных преломленных волн в Удино-Даинской депрессии.— В кн.: Методика рудной сейсморазведки. Новосибирск, «Наука», 1968, с. 75—86 с ил.
7. Берденникова Н. И., Жадин В. В., Рудаков А. Г. К вопросу о методике сейсмокартажных наблюдений.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, вып. 2. Л., изд-во ЛГУ, 1959, с. 175—186 с ил.
8. Берденникова Н. И., Куличихина Т. Н. Изучение кинематических и динамических характеристик поперечных и продольных волн в скважинах.— «Труды Ин-та геологии и геофизики. СО АН СССР», 1962, вып. 16, с. 31—63 с ил.
9. Берзон И. С. Годографы отраженных, отраженно-преломленных и преломленно-отраженных волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», 1942, т. 6, № 6, с. 279—289 с ил.
10. Берзон И. С. Годографы отраженных волн и их интерпретация при наличии горизонтального градиента скорости.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», 1945, т. 9, № 1, с. 21—35 с ил.
11. Берзон И. С. К решению прямой задачи метода преломленных волн для непрерывных сред с границами раздела.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», 1946, т. 10, № 1, с. 71—90 с ил.
12. Берзон И. С. Интерпретация поверхностных годографов отраженных волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», 1946, т. 10, № 1, с. 63—70 с ил.
13. Берзон И. С. Пространственная задача интерпретации годографов преломленных волн.— «Труды Ин-та теоретич. геофизики АН СССР», 1947, т. 2, вып. 2, с. 22—85 с ил.
14. Берзон И. С. Об определении траекторий сейсмических лучей и полей времен в средах с переменными скоростями.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», 1948, т. 12, № 1, с. 48—62 с ил.
15. Берзон И. С. Метод решения пространственной задачи интерпретации годографов минтроповских волн в случае преломляющей границы произвольной формы.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», 1949, т. 13, № 2, с. 545—555 с ил.
16. Берзон И. С. О некоторых вопросах кинематики распространения дифрагированных сейсмических волн.— «Труды Геофиз. ин-та АН СССР», 1950, № 9(136), с. 67—83 с ил.
17. Берзон И. С., Епинатьева А. М. О сейсмическом экранировании.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», 1950, т. 14, № 6, с. 473—500 с ил.
18. Берзон И. С. Об определении показателя степени функции расхождения по экспериментальным данным.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1951, № 4, с. 1—31 с ил.
19. Берзон И. С. О выявлении динамических особенностей сейсмических

записей при различных соотношениях чувствительности каналов.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1951, № 6, с. 5—10 с ил.

20. Берзон И. С. О сейсмических волнах, возникающих в вертикально-слоистой среде.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1952, № 3, с. 3—33 с ил.

21. Берзон И. С., Епинатьева А. М. О многократных преломленных волнах.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1952, № 4, с. 9—32 с ил.

22. Берзон И. С. О разрешающей способности сейсмических методов при изучении горизонтально-слоистых сред.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1954, № 1, с. 209—214 с ил.

23. Берзон И. С. О многократно-преломленных волнах в вертикально-слоистых средах.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1954, № 5, с. 124—242 с ил.

24. Берзон И. С. Граничные скорости в некоторых метаморфических и кристаллических породах.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1955, № 2, с. 101—117 с ил.

25. Берзон И. С. Об изменении преобладающих частот сейсмических волн при увеличении расстояния от источника колебаний.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1956, № 1, с. 4—22 с ил.

26. Берзон И. С. Приближенные методы количественной интерпретации карт изохрон отраженных волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1956, № 3, с. 252—262 с ил.

27. Берзон И. С. Эффективные скорости и глубины, определяемые по годографам многократно-отраженных волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1956, № 8, с. 881—895 с ил.

28. Берзон И. С. Трассирование вертикальных границ раздела по динамическим особенностям сейсмических преломленных волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1956, № 11, с. 1294—1308 с ил.

29. Берзон И. С. Высокочастотная сейсмика. М., изд-во АН СССР, 1957. 302 с. с ил.

30. Берзон И. С. О некоторых спектральных особенностях волн, отраженных от тонких слоев.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1959, № 5, с. 641—657 с ил.

31. Берзон И. С. Определение спектра коэффициента отражения продольных волн от тонкого слоя.— «Труды Ин-та физики Земли АН СССР», 1959, № 6, с. 163—186 с ил.

32. Берзон И. С., Васильев Ю. И., Стародубровская С. П. О преломленных волнах, соответствующих водоносным пескам.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1959, № 1—2, с. 32—48, с. 177—182 с ил.

33. Берзон И. С. Экспериментальное изучение динамических характеристик сейсмических волн в реальных средах.— В кн.: Состояние и перспективы развития разведочной геофизики. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 213—218 с ил.

34. Берзон И. С., Ратникова Л. И., Рац-Хизгия М. И. Изучение обменных отраженных волн в средах со слабой дифференциацией скоростей.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1963, № 9, с. 1293—1306 с ил.

35. Берзон И. С. Некоторые результаты изучения сейсмических волн при торпедировании скважин.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1964, № 9, с. 1308—1333 с ил.

36. Берзон И. С. Об использовании в сейсмологии методов интерпретации волновых полей, разработанных в сейсморазведке.— «Геофиз. сборник АН УССР», № 15. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 59—69 с ил.

37. Берзон И. С., Ратникова Л. И., Рац-Хизгия М. И. Сейсмические обменные отраженные волны. М., «Наука», 1966. 223 с с ил.

38. Берзон И. С. Анализ спектральных характеристик тонкослоистых пачек.— В кн.: Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. М., «Наука», 1967, с. 49—69 с ил.

39. Берзон И. С., Пасечник В. И. Дисперсия фазовых скоростей продольных сейсмических волн в тонкослоистых средах.— «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1968, № 9, с. 47—61 с ил.

40. Берзон И. С., Митронова В. А., Ратникова Л. И. Отраженные и рефрагированные обменные волны в слабоградиентной среде с тонким слоем.— «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1969, № 3, с. 53—71.

41. Берзон И. С. Об учете поглощения при расчете теоретических сейсмо-

грамм.— «Геофиз. сборник АН УССР», вып. 44, Киев, «Наукова думка», 1971, с. 36—47 с ил.

42. Берзон И. С., Митронова В. А. К оценке частотной зависимости эффективного коэффициента затухания α_z поперечных волн в среде, покрывающей отражающую границу.— В кн.: Интерпретация и обнаружение сейсмических волн в неоднородных средах. М., «Наука», 1971, с. 125—129 с ил.

43. Берзон И. С., Ратникова Л. И. Приближенные расчеты сейсмических отраженных волн в многослойной тонкослоистой среде.— «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1971, № 10, с. 78—93 с ил.

44. Берзон И. С. Сейсмические модели реальных сред. В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, «Наука», 1973, с. 79—83 с ил.

45. Берзон И. С., Караев Н. А., Прокатор О. М. Характеристика сейсмических волн, отраженных от крутопадающих границ.— «Труды ВНИИ Геофизики», 1973, вып. 18, с. 16—35 с ил.

46. Берзон И. С., Стародубовская С. П., Митронова В. А. Причины нарушений корреляции отраженных волн в тонкослоистой среде.— В кн.: Сейсмические волны в тонкослоистых средах. М., «Наука», 1973, с. 5—34 с ил.

47. Берзон И. С. Влияние прохождения через тонкослоистую осадочную толщу на глубинные сейсмические волны.— «Геофиз. сборник АН УССР», вып. 58, Киев, «Наукова думка», 1974, с. 3—14 с ил.

48. Берзон И. С. Развитие идей Г. А. Гамбурцева в области методов сейсмической разведки и глубинного сейсмического зондирования.— «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1975, № 2, с. 9—15.

49. Берзон И. С., Пасечник И. П., Поликарпов А. М. Определенные параметров затухания волн в мантии Земли.— «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1975, № 2, с. 84—92 с ил.

50. Берзон И. С. Сейсморазведка тонкослоистых сред. М., «Наука», 1976, 276 с с ил.

51. Берзон И. С., Пасечник И. П. Строение Земли по динамическим характеристикам сейсмических волн. М., «Наука», 1976, 236 с ил.

52. Берч Фр., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Пер. с англ. М., ИЛ, 1949, 303 с с ил.

53. Бреховский Л. М. Волны в слоистых средах. М., изд-во АН СССР, 1957, 503 с с ил.

54. Бродский А. Я. Об одном из типов волн, зарегистрированных на южном вале Карпинского при сейсморазведке МОВ.— «Разведочная геофизика», вып. 24. М., «Недра», 1967, с. 13—15 с ил.

55. Васильев Ю. И. Об определении коэффициента поглощения сейсмических волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1951, № 4, с. 31—42 с ил.

56. Васильев Ю. И., Ковалев О. И., Пархоменко И. С. Об исследовании кристаллического фундамента методом преломленных волн в условиях неполного экранирования.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1958, № 3, с. 569—581 с ил.

57. Васильев Ю. И. Обменные преломленные волны в сейсморазведке.— В кн.: Материалы науч.-технич. геофиз. конференции, М., Гостоптехиздат, 1961, с. 236—240 с ил.

58. Васильев Ю. И. Две сводки констант затухания горных пород.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1962, № 5, с. 595—602 с ил.

59. Васильев Ю. И., Гуревич Г. И. О соотношении между декрементами затухания и скоростями распространения продольных и поперечных волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1962, № 12, с. 1698—1716 с ил.

60. Вейцман П. С. О соблюдении принципа взаимности в сейсмике.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», 1948, т. 12, № 3, с. 231—238 с ил.

61. Волновые поля для тонкослоистых моделей области перехода от коры к мантии.— «Геофиз. сборник АН УССР», вып. 31, Киев, «Наукова думка», 1969, с. 47—61 с ил. Авт.: И. С. Берзон, П. С. Вейцман, И. П. Пасечник, Л. А. Ратникова.

62. Вопросы разведочной геофизики. Сейсморазведка. Под ред. Н. А. Караева, С. И. Иванова, В. В. Алексеева и др. Л., «Наука», 1966, 200 с с ил.

63. Вюншель Л. Синтетические сейсмограммы, рассчитанные с учетом

многократных отражений и преломлений.— В кн.: Проблемы сейсмической разведки. Пер. с англ. М., Гостоптехиздат, 1962, с. 77—101 с ил.

64. Гальперин Е. И. Решение прямых пространственных задач геометрической сейсмологии для многослойных сред с границами раздела произвольной формы.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1956, № 4, с. 391—403 с ил.

65. Гальперин Е. И. Об интенсивности головных и запредельно отраженных волн по данным вертикального сейсмического профилирования.— «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1966, № 10, с. 2—24 с ил.

66. Гальперин Е. И. Вертикальное сейсмическое профилирование. М., «Недра», 1971. 263 с с ил.

67. Гамбурцев Г. А. Основы сейсморазведки. М., Гостоптехиздат, 1959. 378 с с ил.

68. Гамбурцев Г. А., Берзон И. С. Высокочастотная сейсмическая разведка.— «Докл. АН СССР», 1955, т. 101, № 5, с. 841—844.

69. Гельчинский Б. Я., Постникова В. Ю. Процедура вычисления полей волн, распространяющихся в одной вырожденной L_{∞} модели.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, т. 9. Л., «Наука», 1968, с. 9—14 с ил.

70. Гельчинский Б. Я., Постникова В. Ю. Об интерпретации данных одного гидроакустического эксперимента в приближении модели L_{∞} .— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, т. 9. Л., «Наука», 1968, с. 15—23 с ил.

71. Гогоненков Г. Н. Расчет и применение синтетических сейсмограмм. М., «Недра», 1972. 141 с с ил.

72. Гурвич И. И., Гильберштейн П. Г. Об определении постоянных поглощения сейсмических волн.— «Геофизическая разведка», вып. 4. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 3—14 с ил.

73. Гурвич И. И. Сейсмическая разведка. М., «Недра», 1970. 552 с с ил.
74. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. М., изд-во АН СССР, 1962. 511 с с ил. Авт.: И. С. Берзон, А. М. Епинатьева, Г. Н. Парийская, С. П. Стародубовская.

75. Дубянский В. И., Гильмутдинов С. Н. Определение направления падения крутопадающих слоев по динамическим особенностям сейсмических волн.— «Геологический сборник», вып. 86. Воронеж, изд. Воронежского гос. ун-та, 1972, с. 156—164 с ил.

76. Дубянский В. И. Особенности отраженных волн в толстослойной среде с крутыми углами наклона.— «Разведочная геофизика», вып. 67. М., «Недра», 1975, с. 19—23 с ил.

77. Епинатьева А. М. О некоторых типах дифрагированных волн, регистрируемых при сейсмических наблюдениях.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», 1950, т. 14, № 1, с. 89—95 с ил.

78. Епинатьева А. М. Способ определения разности коэффициентов поглощения сейсмических волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1952, № 3, с. 70—77 с ил.

79. Епинатьева А. М. Некоторые вопросы интерпретации поперечных географов преломленных волн при наличии вертикальной границы раздела.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1953, № 1, с. 17—25 с ил.

80. Епинатьева А. М. Составление карт граничных скоростей сейсмических волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1953, № 2, с. 124—130 с ил.

81. Епинатьева А. М. Некоторые вопросы повышения точности интерпретации при совместном использовании данных методов отраженных и преломленных волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1954, № 4, с. 331—348 с ил.

82. Епинатьева А. М. Экспериментальные данные о преломленных волнах в средах со слабой скоростью низкочастотной дифференциацией.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1955, № 2, с. 130—136 с ил.

83. Епинатьева А. М. Опыт регистрации колебаний низкой частоты при сейсмической разведке по КМПВ.— «Труды Геофиз. ин-та АН СССР», 1956, № 35(162), с. 176—191 с ил.

84. Епинатьева А. М. Изучение продольных сейсмических волн, распространяющихся в некоторых реальных слоистых средах.— «Труды Ин-та физики Земли АН СССР», 1960, № 14, 282 с с ил.

85. Епинатьева А. М., Карус Е. В. Головные волны от тонких слоев.— В кн.: Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. М., «Наука», 1967, с. 175—186 с ил.
86. Епинатьева А. М. Физические основы сейсмических методов разведки. М., изд-во МГУ, 1970. 104 с. ил.
87. Епинатьева А. М. Скорость распространения сейсмических волн в кристаллических и метаморфических породах.— «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1975, № 2, с. 93—106 с ил.
88. Жаворонкин И. А., Захаров А. М. Опыт использования сейсморазведки для поисков бокситов в пределах КМА.— «Разведочная геофизика», вып. 64, М., «Недра», 1974, с. 77—84 с ил.
89. Жадин В. В. Исследование затухания и дисперсии сейсмических волн методом скважинных наблюдений.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, вып. 2. Л., изд-во ЛГУ, 1959, с. 112—132 с ил.
90. Жадин В. В. Об исследовании поглощения продольных и поперечных волн способом сейсмического каротажа.— «Геология и геофизика», 1960, № 3, с. 80—93 с ил.
91. Жадин В. В. Трехкомпонентные измерения амплитуд и скоростей распространения продольных и поперечных волн в глубокой скважине.— «Геология и геофизика», 1960, № 10, с. 129—136 с ил.
92. Жадин В. В. Измерения поглощения продольной и поперечной волн в каменной соли.— «Геология и геофизика», 1963, № 5, с. 130—133 с ил.
93. Жук И. Я., Лозинский З. Н. Результаты опытных работ по регистрации обменных волн в Чапаевском районе Куйбышевской обл.— «Разведочная и промысловая геофизика», 1961, № 41, с. 21—27 с ил.
94. Запольский К. К. О динамических годографах сейсмических волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1955, № 3, с. 198—206 с ил.
95. Зволинский Н. В. Многократные отражения упругих волн в слое.— «Труды геофиз. ин-та АН СССР», 1954, № 22(149), с. 25—49 с ил.
96. Изучение приповерхностной части фундамента методом отраженных волн в рудной сейсморазведке.— «Региональная, разведочная и промысловая геофизика». М., изд. ВИЭМС, 1974, с. 39 с ил. Авт.: И. С. Берзон, Э. П. Андреев, Н. А. Караев и др.
97. Использование теоретических расчетов для прогноза и анализа волновых полей при решении задач рудной сейсморазведки.— «Разведочная геофизика», № 64, М., «Недра», 1974, с. 11—19 с ил. Авт.: И. С. Берзон, Н. А. Караев, Г. Я. Рабинович, С. П. Стародубовская.
98. Караев Н. А., Тростников В. И. Методика и некоторые результаты пространственных наблюдений МОВ в рудных районах Алтая.— В кн.: Вопросы разведочной геофизики. Сейсморазведка. Л., «Недра», 1966, с. 107—120 с ил.
99. Караев Н. А., Рабинович Г. Я. Скорости распространения упругих волн в породах и факторы, их определяющие (на примере Рудного Алтая).— В кн.: Вопросы разведочной геофизики, вып. 9. Л., «Недра», 1969, с. 50—61 с ил.
100. Карус Е. В. Поглощение упругих колебаний в горных породах при стационарном возбуждении.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1958, № 4, с. 438—448 с ил.
101. Кац С. А., Стародубовская С. П. О сопоставимости экспериментальных и теоретических сейсмограмм.— «Прикладная геофизика», вып. 58, М., «Недра», 1970, с. 105—118 с ил.
102. Кефели А. С., Михеев И. П., Тригубов А. В. Опыт регистрации поперечных отраженных волн от направленных источников при рудной сейсморазведке.— «Геология и геофизика», 1970, № 1, с. 110—115 с ил.
103. Киселева Л. Г., Нефедкина Т. В. Кинематические и динамические особенности рефрагированных волн в вертикально-слоистых средах.— В кн.: Методика рудной сейсморазведки. Новосибирск, «Наука», 1968, с. 58—74 с ил.
104. Клем-Мусатов К. Д. Дифракция SH волн на неидеальном контакте.— «Геология и геофизика», 1970, № 10, с. 97—105 с ил.
105. Коган С. Я. Сейсмическая энергия и методы ее определения. М., «Наука», 1975. 152 с. ил.
106. Кондратьев Ю. К. Универсальная программа для расчета синтети-

ческих сейсмограмм.— В кн.: Вычислительная сейсмология, вып. 2. М., «Наука», 1968, с. 275—286 с ил.

107. Корреляционный метод преломленных волн. М., изд-во АН СССР, 1952. 239 с. с ил. Авт.: Г. А. Гамбурцев, Ю. В. Ризниченко, И. С. Берзон и др.

108. Корягин В. В., Соколов А. Ф. Волны-помехи от крутопадающих границ раздела.— «Разведочная и промысловая геофизика», № 49, М., «Недра», 1963, с. 12—18 с ил.

109. Косминская И. П. Интерференция сейсмических волн, вызываемых гармоническим источником.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1952, № 4, с. 33—54 с ил.

110. Косминская И. П. Амплитудные кривые и годографы фаз сейсмических волн, вызванных точечным источником расширения в однородном идеальнo-упругом безграничном пространстве.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1952, № 6, с. 39—47 с ил.

111. Косминская И. П. Анализ зон интерференции сейсмических волн.— «Труды Геофиз. ин-та АН СССР», 1956, № 35(162), с. 116—145 с ил.

112. Кун В. В. Динамические характеристики продольных отраженных волн, соответствующих неоднородным тонким слоям с повышенной скоростью.— В кн.: Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. М., «Наука», 1967, с. 153—174 с ил.

113. Левин А. Н. Об определении зависимости коэффициента поглощения от частоты упругих колебаний для грунтов.— «Прикладная геофизика», вып. 38, М., «Недра», 1964, с. 53—57 с ил.

114. Левыкин А. И. Поглощение и скорости продольных и поперечных упругих волн в образцах горных пород при всесторонних давлениях до 4000 кг/см².— «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1965, № 2, с. 21—27 с ил.

115. Леоненко И. Н., Крекель В. Н. Белгородский бокситоносный район КМА.— «Разведка и охрана недр», 1970, № 4, с. 29—31 с ил.

116. Лукашин Ю. П., Гродзянская Т. Н. Сейсморазведка на непрерывных волнах.— Обзор зарубежной литературы. Сер. «Нефтегазовая геология и геофизика», М., изд. ВНИИОЭНГ, 1969, 79 с. с ил.

117. Малиновская Л. Н. Методика построения теоретических сейсмограмм.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, вып. 1. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 249—282 с ил.

118. Масарский С. И. К вопросу о выборе рациональной длины годографа.— «Труды Сейсмологич. ин-та АН СССР», 1945, № 117, с. 24—33 с ил.

119. Методика комплексных наземных и скважинных сейсмических исследований.— В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики. М., «Недра», 1970, с. 459—464 с ил. Авт.: И. С. Берзон, А. М. Епишатьева, Е. В. Карус и др.

120. Мешбей В. И., Музыка И. М. О применении направленных источников для выделения обменных скользящих дифрагированных головных и скользящих дифрагированных волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1963, № 9, с. 1324—1339 с ил.

121. Мешбей В. И. Метод общей глубинной точки в сейсморазведке МОВ, М., Изд. ВИЭМС, 1968. 130 с. с ил.

122. Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. Под ред. И. С. Берзон, М., «Наука», 1967. 247 с. с ил.

123. Молотова Л. В. О величине отношения скоростей продольных и поперечных волн в терригенных породах.— «Изв. АН СССР. Сер. Геофиз.», 1963, № 12, с. 1769—1779 с ил.

124. Мустафаев К. А., Тагиев К. К. Исследования затухания и скорости распространения сейсмических волн в нефтегазонасыщенных отложениях в условиях их естественного залегания.— Обзор зарубежной литературы. Сер. «Нефтегазовая геология и геофизика», № 5. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1975, с. 53—58 с ил.

125. Облогина Т. И. О дифрагированных сейсмических волнах. «Прикладная геофизика», вып. 20. М., Гостоптехиздат, 1958, с. 26—45 с ил.

126. Облогина Т. И. Динамические характеристики дифрагированных упругих волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1956, № 4, с. 377—390 с ил.

127. Облогина Т. И. О новом способе определения коэффициента погло-

- щения сейсмических волн.— «Прикладная геофизика», вып. 27. М., «Недра», 1960, с. 3—11 с ил.
128. Облогина Т. И. Об относительной интенсивности дифрагированных и головных волн, связанных с тонким слоем.— «Вестник МГУ», 1961, № 4, с. 61—71 с ил.
129. Облогина Т. И., Пийп В. Б., Кочнай С. Применение сейсмических методов при изучении интрузивов.— «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1962, № 9, с. 1191—1206 с ил.
130. Облогина Т. И., Шехтман Т. А. О спектральном составе дифрагированных сейсмических волн.— «Прикладная геофизика», вып. 42. М., «Недра», 1965, с. 9—19 с ил.
131. Оливер Дж., Пресс Ф., Юинг М. Двухмерное сейсмическое моделирование.— В кн.: Ультразвук в геофизике. Пер. с англ. М., «Мир», 1964, с. 65—90 с ил.
132. Парийская Г. Н. Об определении средней скорости по точкам пересечения годографов преломленных волн.— «Труды Геофиз. ин-та АН СССР», 1956, № 35(162), с. 216—247 с ил.
133. Пархоменко И. С. О зависимости затухания упругих волн от частоты в песке.— «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1967, № 8, с. 101—109 с ил.
134. Пасечник В. И. Дисперсия фазовой скорости в поглощающих средах.— «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1969, № 9, с. 34—39 с ил.
135. Пасечник И. П. Результаты экспериментального изучения резонансных явлений в колебательной системе почва—сейсмограф.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1952, № 3, с. 34—57 с ил.
136. Пасечник И. П. К определению параметров затухания волн Р и S.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1960, № 12, с. 1740—1743 с ил.
137. Пасечник И. П. К определению зависимости от частоты коэффициента поглощения продольных сейсмических волн, распространяющихся в мантии Земли.— «Докл. АН СССР», т. 166, 1966, № 6, с. 1338—1342 с ил.
138. Петрашень Г. И. Методика построения решений задач на распространение сейсмических волн в изотропных средах, содержащих толстые плоскопараллельные слои.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, вып. 1. М., Гостотехиздат, 1957, с. 7—69 с ил.
139. Петрашень Г. И., Алексеев А. С., Гельчинский В. Я.— В кн.: Элементарная теория распространения сейсмических волн, вып. 3. Л., изд-во ЛГУ, 1959, с. 7—160 с ил.
140. Поиски нефтяных и газовых месторождений с помощью прямых методов. М., «Наука», 1973. 47 с с ил. Авт.: Л. А. Сергеев, Н. Я. Балах, О. Л. Кузнецов и др.
141. Поперечные и обменные волны в сейсморазведке. Под ред. Н. Н. Пузырева. М., «Недра», 1967. 268 с с ил.
142. Пузырев Н. Н. Определение элементов залегания отражающих границ при переменной скорости по вертикали.— «Прикладная геофизика», вып. 6. М., Гостотехиздат, 1950, с. 18—35 с ил.
143. Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостотехиздат, 1959. 451 с с ил.
144. Ратникова Л. И., Яновская Т. Б. Приближенный расчет волновых полей в средах с тонкими слоями.— В кн.: Вычислительная сейсмология, вып. 4. М., «Наука», 1968, с. 252—268 с ил.
145. Ратникова Л. И. Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. М., «Наука», 1973. 124 с с ил.
146. Ризниченко Ю. В. О сейсмической квазианизотропии.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», т. 13, 1949, № 6, с. 518—544 с ил.
147. Ризниченко Ю. В. О распространении сейсмических волн в дискретных и гетерогенных средах.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», т. 13, 1949, № 2, с. 115—128 с ил.
148. Ризниченко Ю. В., Ивакин Б. И., Бугров В. Р. Моделирование сейсмических волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1951, № 5, с. 1—30 с ил.
149. Ризниченко Ю. В. О поглощении и расхождении сейсмических волн.— «Труды Геофиз. ин-та АН СССР», 1956, № 35(162), с. 9—41 с ил.

150. Рогоза О. И., Николаева Т. А. Методика полевых исследований для построения графиков и карт эффективного коэффициента поглощения.— В кн.: Геофизические исследования в Башкирии и сопредельных районах. Уфа, Башкиргоиздат, 1965, с. 148—153 с ил.
151. Сакс М. В. Корреляция акустических скважинных наблюдений.— «Региональная, разведочная и промысловая геофизика». М., изд. ВИЭМС, 1973, с. 24—34 с ил.
152. Сейсмические волны в тонкослоистых средах. Под ред. И. С. Берзон. М., «Наука», 1973, с. 222 с ил.
153. Силаева О. И., Шамина О. Г. Поглощение ультразвука в гранитах.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1960, № 9, с. 1354—1359 с ил.
154. Современное состояние и пути развития рудной сейсмической разведки.— В кн.: Материалы совещания по рудной сейсморазведке. Л., «Недра», 1966, с. 3—15. Авт.: И. С. Берзон, Н. Н. Пузырев, Н. А. Караев и др.
155. Состояние и перспективы развития теории и физических основ разведочной геофизики.— «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1970, № 4, с. 24—32. Авт.: И. С. Берзон, М. Н. Бердичевский, И. И. Гурвич и др.
156. Справочник геофизика. Т. IV. Сейсморазведка. Под ред. И. И. Гурвича. М., «Недра», 1966. 749 с. с ил.
157. Старобинец А. Е., Старобинец Л. Н. Состояние региональных работ методом преломленных волн на нефть и газ за рубежом. М., изд. ВИЭМС, 1974. 67 с. с ил.
158. Стародубровская С. П. Опыт трассирования погребенных нарушенных зон по динамическим характеристикам преломленных волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1957, № 5, с. 1554—1568 с ил.
159. Стародубровская С. П. Влияние различных факторов на сопоставимость экспериментальных и синтетических сейсмограмм.— В кн.: Сейсмические волны в тонкослоистых средах. М., «Наука», 1973, с. 35—52 с ил.
160. Тарков А. П., Калмыков Л. Н., Дубянский В. И. Применение сейсморазведки для изучения никеленосных интрузий Воронежской антеклизы.— В кн.: Вопросы разведочной геофизики, вып. 9. Сейсморазведка и акустический каротаж на рудных месторождениях. Л., «Недра», 1969, с. 30—35 с ил.
161. Теплицкий В. А. Метод обращенных годографов отраженных волн.— В кн.: Новые технические и методические разработки в сейсморазведке. М., изд. ВИЭМС, 1969, с. 87—89 с ил.
162. Федоренко А. П. Магнитная сейсмическая запись. М., «Недра», 1964. 146 с. с ил.
163. Федосеенко Н. Е. Переносная высокочастотная станция для параметрических измерений.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1956, № 7, с. 794—800 с ил.
164. Федотов С. А. Приближенный способ расчета динамических годографов волн, преломленных на криволинейных границах.— «Труды геофиз. ин-та АН СССР». 1956, № 35(162), с. 42—50 с ил.
165. Физические основы сейсмического метода отраженных волн в платформенных условиях. Под ред. И. С. Берзон, М., «Наука», 1974. 217 с. с ил.
166. Халтурин В. И., Урусова Н. Б. Оценка поглощения продольных и поперечных волн в земной коре по наблюдениям над местными землетрясениями.— «Труды ИФЗ АН СССР», 1962, № 25(192), с. 101—129 с ил.
167. Царева Н. В. Распространение упругих волн в песке.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1956, № 9, с. 1044—1053 с ил.
168. Шамина О. Г. Зависимость затухания импульсов в слоях конечной толщины от частотных спектров.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1960, № 1, с. 151—154 с ил.
169. Шмидт Н. Г. Опыт применения геофизических методов для целей геологической интерпретации кристаллического фундамента.— «Советская геология», 1957, № 58, с. 138—149 с ил.
170. Экспериментальные исследования поперечных и обменных волн. Под ред. Н. Н. Пузырева, Новосибирск, изд-во СО АН СССР, 1962. 214 с. с ил.
171. Acoustic and other physical properties of shallow-water sediments of San-Diego.— «J. Acoust. Soc. America», 1956, vol. 28, N 1, p. 1—15, with il. Auth. E. L. Hamilton, G. Shumway, H. W. Menard, C. J. Shippek.

172. Allen C. F., Lombardi L. V., Wells W. M. The application of the reflection seismograph to near-surface exploration.—“Geophysics”, 1952, vol. 17, N 4, p. 859—866 with il.
173. Allenby B. J. The importance of reflected refractions in seismic interpreting.—“Geophysics”, 1962, vol. 27, N 6, p. 966—980 with il.
174. Ament W. S. Sound propagation in gross mixtures.—“J. Acoust. Soc. America”, 1953, vol. 25, N 4, p. 638—641 with il.
175. Biot M. A., Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid., Low-frequency range.—“J. Acoust. Soc. America”, 1956, vol. 28, N 2, p. 168—178 with il.
176. Bortfeld R., Hurtgen H. On the indification and construction of reflected refraction.—“Geophysical Prospecting”, 1960, N 1, p. 12—24 with il.
177. Brandt H., A study of the speed of sound in porous granular media.—“J. Appl. Mech.”, 1955, vol. 22, N 4, p. 479—486 with il.
178. Brauch W. On reflected refraction waves.—“Geophysical Prospecting”, 1958, N 4, p. 365—381 with il.
179. Coker F. B., Fillipxone W. R., Peterson R. A. The synthesis of seismograms from well log data.—“Geophysics”, 1955, N 3, p. 516—538 with il.
180. Faust L. A velocity function including lithologic variation.—“Geophysics”, 1951, vol. 16, N 2; 1953, vol. 18, N 2, p. 271—288, with il.
181. Futterman W. I. Dispersive body waves.—“J. of Geoph. Res.”, 1962, vol. 67, N 13, p. 5279—5222 with il.
182. Gassmann F. Elastic waves through packing of spheres.—“Geophysics”, 1951, vol. 16, N 4, p. 673—685 with il.
183. Hicks W. G., Berry J. E. Application of continuous velocity logs to determination of fluid saturation of reservoir rocks.—“Geophysics”, 1956, vol. 21, N 3, p. 739—754 with il.
184. Howell B. F., Jr. Lake superior seismic experiment: frequency spectra and absorption.—“Trans. Amer. Geophys. Union”, 1966, vol. 47, N 1, p. 227—233 with il.
185. Loper G. B., Pittman R. R. Seismic recording on magnetic tape.—“Geophysics”, 1954, vol. 19, N 1, p. 104—105 with il.
186. Meissner R. Wave front diagrams from uphole shooting.—“Geophys. Prospect”, 1961, vol. 9, N 4, p. 533—543 with il.
187. Mc Donald F. I., Angona A. F. Attenuation of shear and compressional waves in Pierre shale.—“Geophysics”, 1958, vol. 23, N 3, p. 421—439 with il.
188. Officer C. B. A deep-sea seismic reflection profile.—“Geophysics”, 1955, vol. 20, N 2, p. 270—282 with il.
189. Pakiser L. C., Mabey R., Warrick R. E. Mapping shallow horizons with reflection seismograph.—“Bull. of Amer. Assoc. of Petr. Geol.”, 1954, vol. 38, N 11, p. 2382—2394 with il.
190. Paterson N. R. Seismic wave propagation in porous granular media.—“Geophysics”, 1956, vol. 21, N 3, p. 691—714 with il.
191. Peselnick L., Zietz I. Internal friction of fine-grained limestones at ultrasonic frequencies.—“Geophysics”, 1959, vol. 24, N 2, p. 285—296 with il.
192. Poh-Hsi Pan, J. Cl. de Bremaecker. Direct location of oil and gas by seismic reflection method.—“Geophys. Prospect. Suppl.”, 1970, p. 712—727 with il.
193. Riggs E. D. Seismic wave types in borehole.—“Geophysics”, 1955, vol. 20, N 1, p. 53—67 with il.
194. White J. E., Sengbush R. L. Velocity measurements in near-surface formations.—“Geophysics”, 1953, vol. 18, N 1, p. 54—69 with il.
195. White J. E. Elastic waves along a cylindrical bore.—“Geophysics”, 1962, vol. 27, N 3, p. 327—333 with il.
196. Wyllie M. R., Gregory A. R., Gardner L. W. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media.—“Geophysics”, 1956, vol. 21, N 1, p. 41—70 with il.

Введение	3
Часть первая	
СКОРОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ, КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД И ПОКРЫВАЮЩЕЙ ТОЛЩИ	
Глава I. Методика изучения скоростей распространения упругих волн в реальных средах	9
1. Методика измерений	10
2. Методика интерпретации	16
3. Точность определения скоростей по данным параметрических измерений на малых базах	18
Глава II. Результаты измерений скоростей в осадочных породах	24
1. Измерения скоростей на малых базах	24
2. Измерения скоростей в штольнях	27
3. Измерения скоростей на обнажениях	32
4. Сейсмогеологические результаты параметрических измерений скоростей	35
Глава III. Результаты измерений скоростей в метаморфических породах	36
1. Некоторые вопросы методики параметрических измерений на малых базах	36
2. Измерения скоростей на обнажениях и в неглубоком карьере	40
3. Измерения скоростей в шахтах	44
4. Сейсмогеологические результаты параметрических измерений скоростей	47
5. Результаты определения граничных скоростей	48
Глава IV. Определение скоростей сейсмических волн и их полей при торпедировании скважин	55
1. Условия эксперимента	56
2. Зарегистрированные волны	57
3. Поперечные волны и поверхностные волны Лэмба	60
4. Обменные волны	61
5. Построение карт изохрон зарегистрированных волн	63
6. Карты изохрон продольных волн	65
7. Карты изохрон поперечных волн	69
8. Карты изохрон обменных волн	71
9. Расшифрование природы зарегистрированных обменных волн	74

Часть вторая

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ПОГЛОЩЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В РЕАЛЬНЫХ СРЕДАХ

Глава V. Определение зависимости коэффициента поглощения от частоты	
1. Параметры поглощения	78
2. Абсолютные определения n , $\alpha_{гр}$ и $\alpha_{ср}$	79
3. Определение зависимости разностей $\Delta\alpha_{гр}$ или $\Delta\alpha_{ср}$ от частоты	79
4. Определение зависимости коэффициента поглощения α от частоты для рефрагированных волн Р в мантии Земли	81
5. Определение зависимости пластового коэффициента поглощения $\alpha_{пл}$ от частоты	83
6. Связь поглощения и затухания сейсмических волн	89
Глава VI. Результаты экспериментальных определений коэффициентов и декрементов поглощения объемных волн	90
1. Точность определения коэффициентов и декрементов поглощения	91
2. Значения коэффициентов и декрементов поглощения	96
3. Зависимость коэффициентов и декрементов поглощения от глубины	97
4. Зависимость коэффициентов и декрементов поглощения от частоты	98
5. Оценка частотной зависимости эффективного коэффициента поглощения поперечных волн в среде, покрывающей отражающую границу [42]	100
Глава VII. Определение поглощения сейсмических волн в дискретных средах [32]	104
1. Сейсмогеологические условия	104
2. Значения коэффициентов и декрементов поглощения	105
3. Скорости в трехкомпонентной среде	107
4. Зависимость скорости в двухкомпонентной среде от пористости	108
5. Зависимость коэффициента поглощения в двухкомпонентной среде от пористости и размера зерен	108
Глава VIII. Учет поглощения сейсмических волн при теоретических расчетах волновых полей	110
1. Спектральная характеристика неоднородной поглощающей среды	112
2. Спектральная характеристика многослойной среды	114
3. Примеры теоретических расчетов волн и их анализ	115

Часть третья

МЕТОД ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН ПРИ КАРТИРОВАНИИ ПОВЕРХНОСТИ ВЕРТИКАЛЬНО-СЛОИСТЫХ СРЕД

Глава IX. Геометрическая сейсмика вертикально-слоистых сред	122
1. Одна вертикальная граница раздела двух сред. Пункт взрыва расположен в среде с меньшей скоростью	122
2. Одна вертикальная граница раздела двух сред. Пункт взрыва расположен в среде с большей скоростью	132
3. Вертикальный слой с пониженной скоростью, граничащий со средами с большими скоростями	134
4. Многослойная вертикально-слоистая среда	140
5. Вертикально-слоистая среда, покрытая горизонтальным слоем	142
Глава X. Некоторые динамические особенности волн, распространяющихся в вертикально-слоистых средах	150
1. Вертикальная граница раздела двух полупространств	150
2. Вертикальный слой	157
3. Вертикальная граница раздела при наличии покрывающей среды	160

Глава XI. Экспериментальные исследования при картировании поверхности вертикально-слоистых сред	165
1. Сейсмогеологические условия района исследований	165
2. Обоснование выбора метода высокочастотной сейсмики	167
3. Распространение высокочастотных волн в вертикально-слоистых метаморфических породах	170
4. Влияние среды, покрывающей метаморфические породы, на регистрацию высокочастотных колебаний	173
5. Выбор диапазона частот	176
6. Методика наблюдений	178
7. Динамические характеристики волн, соответствующих поверхности метаморфических и кристаллических пород, и особенности их годографов	185
8. Динамические характеристики волн и особенности их годографов на продольных профилях	192
9. Динамические характеристики волн и особенности их годографов на поперечных профилях	198
10. Сопоставление динамических особенностей записей, полученных при продольном и поперечном профилировании	201
11. Динамические особенности записей, полученных при регистрации волн с различными преобладающими частотами	203
12. Физическая природа динамических особенностей записей при сменах обычных преломленных волн	206
13. Методика картирования неоднородных вертикально-слоистых сред	210
14. Методика составления карт пластов по динамическим особенностям преломленных волн	215

Часть четвертая

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РЕШЕНИЯ ПРЯМЫХ И ОБРАТНЫХ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Глава XII. Некоторые вопросы кинематики распространения дифрагированных сейсмических волн	221
1. Метод расчета годографа дифрагированных волн	221
2. Определение годографа волн, дифрагированных от горизонтальной линии	226
3. Интерпретация годографов волн, дифрагированных от горизонтальной прямой, по формулам для годографов отраженных волн	229
Глава XIII. Интерпретация поверхностных годографов отраженных волн	235
1. Интерпретация элемента поверхностного годографа	235
2. Интерпретация поверхностного годографа	238
3. Приближенные методы количественной интерпретации карт изохрон	241
4. Приближенные методы интерпретации карт изохрон в случае одной отражающей границы, покрытой однородной средой	242
5. Приближенные методы интерпретации карт изохрон в случае одной отражающей границы, над которой расположена преломляющая граница	246
6. Приближенные методы интерпретации карт изохрон при наличии ряда отражающих границ	250
Глава XIV. Учет горизонтального градиента скорости в покрывающей среде при интерпретации годографов преломленных волн	252
1. Искажение углов наклона преломляющих границ за счет неучтенного горизонтального градиента скорости	252
2. Приближенные способы интерпретации годографов преломленных волн при наличии горизонтального градиента скорости	256

Часть пятая

МЕТОД ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН ПРИ ИЗУЧЕНИИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ВНУТРЕННИХ ГРАНИЦ ФУНДАМЕНТА

Глава XV. Методы и результаты изучения коры выветривания фунда- мента [53]	260
1. Краткая сейсмогеологическая характеристика среды	260
2. Экспериментальное изучение поля отраженных волн	262
3. Результаты акустического каротажа скважин и модели среды	270
4. Теоретические расчеты волновых полей	276
5. Критерии для определения природы волн и их стратиграфическая привязка	287
Глава XVI. Характеристики сейсмических волн, отраженных от крутопа- дающих границ [45]	291
1. Отношение интенсивности отраженных и дифрагированно-прелом- ленных волн, связанных с крутопадающей границей	292
2. Интенсивность волн, отраженных от крутопадающих границ	295
3. Некоторые экспериментальные данные по регистрации волн с от- рицательными кажущимися скоростями	299
Заключение	304
Список литературы	308

ИБ № 1073

ИННА СОЛОМОНОВНА БЕРЗОН

СЕЙСМИЧЕСКАЯ РАЗВЕДКА ВЕРТИКАЛЬНО- СЛОИСТЫХ СРЕД ФУНДАМЕНТА

Редактор издательства *Ф. Н. Чумакова*. Переплет художника *А. Е. Чучканова*
Технический редактор *В. Л. Прозоровская*. Корректор *Л. И. Окромгло*

Сдано в набор 11/X 1976 г. Подписано в печать 17/II 1977 г. Т-00571. Формат 60×90^{1/16}.
Печ. л. 20,0. Уч.-изд. л. 22,62. Бумага № 2. Заказ 400/6327-3. Тираж 2300 экз. Цена 1 р. 49 к.

Издательство «Недра». 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6

2090

No. 49.

REDFE