

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
В ы п у с к 572

Е. М. АВЕРКО, Л. А. МАКСИМОВ

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И СПОСОБОВ ИХ ОБРАБОТКИ

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР *П. Н. Пузырев*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1984

Аверко Е. М., Максимов Л. А. Моделирование сейсмических полей и способов их обработки. — Новосибирск: Наука, 1984.

Приведены результаты физического моделирования сейсмических волновых полей для задач сейсморазведки, описан новый способ применения результатов такого моделирования, основанный на трансформации частотного спектра наблюдаемых в моделировании сейсмограмм в область сейсморазведочного диапазона частот. Предложено данные физического моделирования регистрировать обычной сейсморазведочной аппаратурой, а также проводить их обработку на современных ЭВМ с применением сейсморазведочных программ.

Книга может быть полезна инженерам-сейсмикам (сейсморазведчикам, геоакустикам и т. д.), а также научным работникам в этой области, аспирантам по специальности «геофизические методы разведки полезных ископаемых».

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время основной объем сейсморазведочных работ выполняется по системам многократных перекрытий с цифровой обработкой получаемых данных. Применение МОГТ и цифровой обработки позволило существенно повысить возможности сейсморазведки — возросли глубинность и детальность исследований. Намечаются пути использования сейсмических данных для прогнозирования геологического разреза. Дальнейшее развитие и совершенствование цифровой обработки сейсмических данных связывается с оценками эффективности алгоритмов, процедур и их комплексов. Теоретические методы и полевые опытно-методические исследования считаются основными средствами получения таких оценок. Однако этих средств недостаточно, потому что в первом случае модель экспериментального материала значительно упрощается, поскольку нет программ расчета полного волнового поля для большинства сложно построенных сред; во втором — нет точных представлений о геологическом объекте и, следовательно, о структуре волнового поля. Кроме того, получение полевого материала связано со значительными экономическими затратами на проведение необходимых работ.

Более точные и с меньшими материальными затратами данные для оценки эффективности методов обработки и изучения кинематических и динамических характеристик сейсмических волн могут быть получены с использованием результатов физического моделирования. При выполнении принципа подобия и обработки данных моделирования на ЭВМ можно получать волновые поля, в достаточной степени отражающие специфику полевых материалов для любых задач двумерной интерпретации (скоростной и динамический анализ, преобразование временных разрезов, ПГР и т. д.).

Использование физического (сейсмического) моделирования для оценки эффективности алгоритмов обработки сейсмической информации сдерживается отсутствием надежной аппаратуры для регистрации данных моделирования в цифровой форме и необходимой методики проведения экспериментальных исследований на

различных типах волн с применением ЭВМ для обработки этих данных.

В настоящей работе приведены результаты разработки способа, аппаратуры и методики моделирования волновых полей, а также способов обработки сейсморазведочных данных и применения этой методики к решению задач сейсморазведки сложно построенных сред. Наличие такой аппаратуры и методики позволяет более детально изучать волновые поля на моделях сложно построенных сред и оперативно оценивать существующие и разрабатываемые способы обработки и интерпретации, не прибегая к опытным полевым наблюдениям.

Примерами таких моделей сложно построенных сред являются модели нижних структурных этажей (палеозой Западной Сибири, пермотриас Мангышлака и Предкавказья и т. д.) и модели сред, содержащие тела сложной формы, характерные для районов солянокупольной и диапировой тектоники. Обработка и интерпретация сейсмических данных для сред такого типа сталкивается с большими трудностями. Кроме того, проведение экспериментальных исследований на моделях с применением цифровой регистрирующей аппаратуры и обработкой получаемой информации на ЭВМ позволяет решать новые задачи современной сейсморазведки. Все это дает возможность наметить пути развития и совершенствования методики сейсморазведки.

Содержание данной работы сводится к следующему. В первой главе приведен обзор по современному состоянию физического сейсмического моделирования и рассматривается круг задач, решенных методом физического моделирования. Ставится задача по моделированию процессов обработки сейсмических данных.

Во второй главе предлагается способ решения задачи моделирования процессов обработки сейсмических данных. Описывается разработанная аппаратура для регистрации данных моделирования в цифровой форме, а также методика проведения экспериментальных исследований по способу ОГТ и двухкомпонентных поляризационных наблюдений.

Третья глава посвящена результатам моделирования способов обработки сейсмических данных для моделей сред промежуточно-го структурного этажа Западно-Сибирской плиты и сред солянокупольной тектоники. Приводятся результаты обработки данных моделирования на ЭВМ, дается сравнение двух методик построения глубинного разреза для модели палеозойского фундамента.

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ КАК СРЕДСТВО РЕШЕНИЯ ПРЯМЫХ ЗАДАЧ СЕЙСМИКИ

Состояние физического моделирования.

Методы сейсмического физического моделирования получили широкое распространение в СССР. Несмотря на успехи в развитии теоретических методов и вычислительной техники, они являются важным и необходимым этапом в изучении различных типов сейсмических волн.

Работы по созданию регистрирующей аппаратуры и методики ультразвукового моделирования были начаты в ИФЗ АН СССР в 1947 г. Развитие ультразвукового сейсмического моделирования потребовало разработки вопросов подобия модели и патуры. Поэтому в 1956 г. была создана достаточно общая теория подобия упругих волновых явлений [40], содержащая основные положения распространения упругих волн в искусственно создаваемых моделях.

Регистрирующей аппаратурой при проведении исследований на моделях являются сейсмоскоп [39], а также ряд приборов, сконструированных впоследствии на основе сейсмоскопа [1, 14, 78, 79, 105]. Позднее Киевским заводом геофизического приборостроения были выпущены серийно сейсмоскопы УЗС-2 и ИПА-59. С появлением заводской аппаратуры ультразвуковое сейсмическое моделирование получило широкое развитие. В последние годы в связи с усложнением задач сейсмического моделирования были предприняты попытки создания цифровой регистрирующей аппаратуры данных ультразвукового сейсмического моделирования [25, 31, 71]. Применение цифровой регистрирующей аппаратуры в моделировании позволило решать более сложные задачи современной сейсморазведки и использовать для обработки первичной информации ЭВМ.

Основной объем модельных исследований выполняется на продольных волнах. Это обусловлено тем, что методы возбуждения и приема продольных волн при сейсмическом моделировании достаточно хорошо разработаны. Использование в качестве источников и приемников серийно выпускаемых преобразователей (сенситовая соль, ЦТС и т. д.) позволяет получать достаточно интенсивные продольные волны.

Для возбуждения и регистрации поперечных волн применяют сдвиговые преобразователи из пьезокерамики, кварца и сегнетовой соли [4, 65, 11]. Кроме того, поперечные волны могут возбуждаться биморфными пьезоэлементами, действующими по принципу направленной силы. Серийно выпускаемые биморфные пьезоэлементы (ПЭК-55, ПЭС-58 и др.) могут быть использованы в сейсмическом моделировании. Из преобразователей такого типа представляют интерес датчик из биморфного пьезоэлемента со специальной конической насадкой, обеспечивающей точечный прием и широкополосную регистрацию [15], а также датчик биморфного типа с различными демпферами. В лаборатории геоакустики ИГиГ СО АН СССР проведены исследования поляризационных свойств биморфных преобразователей [2, 3, 4]. Разработанные конструкции биморфных датчиков используются для возбуждения и приема как поперечных, так и продольных волн в ультразвуковом моделировании и акустическом каротаже.

Представляют интерес для моделирования емкостные приемники, работа которых основана на изменении емкости конденсатора в зависимости от расстояния между его обкладками [45, 48, 129]. Приемники такого типа позволяют регистрировать нормальную и тангенциальную компоненты смещения во внутренних точках среды и на поверхности полупространства. К недостаткам существующих конструкций емкостных приемников следует отнести их довольно большие размеры.

Применяемые в физическом моделировании модели можно разделить на жидкие и твердые. Несмотря на то, что при исследованиях на жидких моделях не выполняются критерии подобия, жидкие модели с включением твердых элементов получили широкое распространение. Это объясняется легкостью изготовления таких моделей и простотой получающейся на них волновой картины. Твердо-жидкие модели могут найти применение при решении задач, в которых важен только контроль за структурными особенностями среды, и требования к критериям подобия в этом случае могут быть значительно снижены.

Твердые модели делятся на двумерные и трехмерные. Однако твердые трехмерные модели не получили широкого распространения в практике сейсмического моделирования вследствие трудностей их изготовления, значительных геометрических размеров, а также недостаточного ассортимента материалов для их изготовления. Вследствие этого возникло двумерное моделирование [93]. В этом случае двумерной упругой областью является металлическая или пластмассовая пластина, толщина которой достаточно мала по сравнению с рабочими длинами волн. Обоснование правомерности использования двумерных моделей при сейсмическом моделировании приведено в работе Оливера Дж. и др. [127]. В этой работе решается задача определения скоростей продольных и поперечных волн в тонкой пластине и релеевских волн на краю тонкой пластины. Волновые движения, вызывающие изгибы пластины, в работе не рассматриваются. Задача решается

путем использования теории «обобщенного плоского напряжения» Лява [127]. Показано, что распространение волн в тонких пластинках удовлетворяет двумерному волновому уравнению. При этом скорости волн в бесконечном твердом пространстве заменяются скоростями в пластине. Двумерные модели оказались удобными еще и потому, что позволили применить некоторые методы управления упругими и плотностными свойствами, что создало ряд материалов с широким диапазоном изменения скоростей и плотностей. В настоящее время известны дырчатые модели [29, 30, 44, 46], биморфные модели [95, 124], а также модели, состоящие из листов переменной толщины [44].

Наибольшее применение получили дырчатые модели, которые дают возможность уменьшать скорости в листах до 50%, но при этом появляется анизотропия скоростей. Технология изготовления биморфных моделей путем склеивания в настоящее время не разработана, а использование других способов (например, гальванопластики) значительно сокращает ассортимент материалов для биморфных моделей. Тепломодели просты в изготовлении, однако возникают трудности, связанные со свойствами материалов на контактах.

Намечается тенденция к переходу на трехмерные твердые модели. Впервые трехмерные модели градиентных сред были изготовлены в лаборатории моделирования ВНИИГеофизика [13]. В качестве материала использовалась смесь цемента с песком, причем вертикальный градиент скорости осуществлялся путем изменения процентного соотношения этих компонентов. К основным недостаткам таких моделей следует отнести медленное установление скоростных характеристик (в течение нескольких месяцев). Попытки создания трехмерных гетерогенных управляемых моделей из газобетона не имели успеха ввиду значительной анизотропии упругих свойств таких моделей и встречающихся в них неоднородностей [30]. Для изготовления твердых трехмерных микромоделей использовалась в качестве основного компонента эпоксидная смола. Путем добавления в смолу различных наполнителей (порошков металлов, кварцевого песка, фарфоровой пудры) удается управлять скоростями упругих волн. Трехмерные микромодели изготавливались также путем склеивания твердых материалов [111].

Задачи, решаемые ультразвуковым моделированием, можно разделить на два класса. К первому классу можно отнести задачи, в которых рассматривается ряд вопросов, общих как для сейсморазведки, так и для сейсмологии. Ко второму классу — сейсмологические задачи, связанные с изучением волн, образующихся в мантии Земли, на земном ядре, изучение волноводов и т. п.

Исследованию отраженных и головных волн в слоистых средах посвящено значительное количество экспериментальных работ, большинство из которых выполнено на трехмерных жидких моделях с включением твердых слоев. Влияние мощности тонкого слоя на форму записи головных волн, вопросы экранирования и про-

хождения волн в случае тонкого слоя исследовались Б. П. Ивкиным [41], И. С. Пархоменко [80, 81] и П. И. Давыдовой [33, 34]. Н. И. Давыдовой также проведены исследования динамических характеристик головных волн в зависимости от скоростной дифференциации среды, состоящей из тонких слоев. Сравненно волновых картин при прохождении волн через одиночный слой и серию слоев общей мощностью, равной мощности одиночного слоя было выполнено И. С. Пархоменко [81]. Ю. В. Ризниченко и О. Г. Шамина [94] исследовали эффект отражения от большого количества слоев (вода, железо, стекло). Показано, что такая среда является мутной (рассеивающей) для прохождения волн.

Изучением отражений волн от тонких слоев занимались Карабелли и Фоликальди [123]. В работе Кюпова [126] исследованы отраженные PP - и PS -волны, а также задача Лемба; им же разрабатывались вопросы подбоя.

Значительный интерес представляют исследования анизотропии скоростей в зависимости от слоистости, а также от трещиноватости, выполненные А. К. Уруповым и Л. П. Неволным [110]. Исследованиями коэффициентов анизотропии продольных и поперечных волн на тонкослоистых моделях и образцах горных пород посвящена работа В. В. Локтика [67]. Им показано, что на образцах горных пород коэффициенты анизотропии продольных и поперечных волн взаимосвязаны и не превышают отклонений в 10% даже для образцов, обладающих отчетливо выраженной слоистостью. Анизотропия и дисперсия скоростей P - и S -волн рассмотрена в работе В. П. Сибирякова, Л. А. Максимова, М. А. Татарникова [103]. Теоретические расчеты подтверждены результатами экспериментальных исследований, выполненных на двухмерных моделях слоистых сред.

Немало работ касается вопросов моделирования дифрагированных волн. О. И. Рогоза [97] исследовала дифракцию волн от угла цементного блока, помещенного в воду. Тен Цзиньцзи [106] изучал дифракцию волн в случае различных сбросов. Им были установлены первые частотные зависимости от дифрагированных волн при помощи сейсмоспектроскопа, разработанного В. А. Обуховым [78]. С целью изучения динамики волн на моделях выклинивающих слоев и вертикальных сбросов ряд работ был выполнен В. В. Кун [63], Г. Л. Ковалевским и Е. М. Аверко [58], К. Д. Клем-Мусатовым, Г. Л. Ковалевским [55, 57] и др.

Изучение отраженных и преломленных волн, тесно связанное с развитием сейсмического метода РНП, проведено рядом авторов: М. Б. Раппопортом [91], Ю. Н. Воскресенским [21, 22, 100], Л. А. Рябинкиным [100]. Этими исследованиями выявлены незеркальные волны и выяснены их свойства, многие из которых совпадают с особенностями волн, регистрируемых в полевых условиях. При построении разрезов по результатам модельных экспериментов было подтверждено, что незеркальные волны имеют большую разведочную ценность.

Из работ, посвященных решению сейсмологических задач, необходимо отметить работы Л. Н. Рыкунова [98], занимавшегося моделированием продольных дифрагированных волн с целью определения жесткости ядра Земли. Им была изготовлена и исследована трехмерная модель Земли — толстостенная сфера из парафинополиэтиленового сплава (оболочка), заполненная водой или желатиновым раствором (ядро). На основании полученных данных и сопоставления их с экспериментальными материалами были сделаны оценки жесткости ядра Земли. На биморфных моделях изучались волновые свойства верхней мантии Земли [96]. Исследовались три модели мантии: одна — для возрастания скорости с глубиной (модель Джеффриса), вторая — для убывания скорости с глубиной (модель Гутенберга) и третья — для однородной мантии.

Исследования волноводов с резкими границами, имитирующего подкорковый волновод Земли с пониженной скоростью на глубинах 45—120 км, проведен В. Б. Хорошевой [115]. Модель волновода состояла из двух листов плексигласа, соединенных парафинополиэтиленовым сплавом. Исследовалась капаловая волна, которая иногда регистрируется при сильных землетрясениях. Волновод с перезкими границами описан Л. Н. Рыкуновой и др. [99], а также А. Д. Капцаном [52].

Моделирование поверхностных волн — тема ряда исследований. На биморфных моделях релеевские волны для двухслойной коры Земли изучали Хили и Пресс [124]. Прохождение релеевских волн через препятствия в виде клина и щели, а также затухание этих волн на различных выпуклостях и вогнутостях поверхности исследовал на дюралевых трехмерных моделях И. А. Викторов [19, 20]. Аналогичные работы выполнены для изменяющегося угла стыка двух плоскостей Бремаккером [122].

При исследованиях глубинного строения вулканов сейсмическими и сейсмологическими методами, и в первую очередь с целью выделения и локализации их магматических очагов, возникает задача интерпретации волнового поля, зарегистрированного в зоне тени вулкана. Модельными исследованиями на двумерных моделях — Е. М. Аверко, С. Т. Балеста [5, 6, 7], Е. М. Аверко, С. Т. Балеста и др. [9] — показана дифракционная картина сейсмических волн, регистрируемых в области тени магматических очагов, и получены количественные оценки физических параметров неоднородности по параметрам получаемой дифракционной картины для импульсного источника упругих волн.

В связи со сложностью теоретического анализа волн от зон разрушения в случае тектонического сейсмического очага Като и Такаги [125] провели исследования P - и S -волн для различных типов источников, начиная с простой сосредоточенной силы и дубль-источника и кончая сложными дубль-источниками в двумерных моделях из бакелита. Попытка моделировать очаг при помощи пьезодатчика специальной конструкции была предпринята В. И. Удомовым [109]. Он изучал распределение знаков вступ-

ления продольных волн на дневной поверхности трехмерной модели.

В работе Б. Н. Ивакина [41, 42, 43] показана возможность моделирования поглощающих свойств реальной сейсмической среды на электрических одномерных сетках. Волновые процессы в таких сетках описываются уравнениями движения, аналогичными уравнениям для упругих сред. Электрические модели наглядны и хорошо помогают вскрывать феноменологическую сторону явления поглощения, позволяют улучшать соответствие модели и реальной среды.

Заканчивая обзор, следует отметить, что в нем отражены лишь основные направления исследований, так как невозможно охватить все задачи, решаемые методом ультразвукового моделирования. В большинстве работ даны результаты изучения динамических характеристик сейсмических волн различных типов. Часто это сделано некорректно, без соблюдения условий подобия, на твердо-жидких моделях. В то же время мало уделялось внимания кинематическим задачам для сложно построенных сред, решение которых теоретическими методами вызывает большие трудности (изучение на моделях интерференционных явлений, интерференционных систем и т. д.). Ю. Н. Воскресенский [23] отмечает, что постановка так называемых «интерпретационных» [85] задач приведет на современном этапе к повышению эффективности ультразвукового моделирования, особенно для целей сейсморазведки с моделированием наряду с продольными волнами поперечных и обменных волн.

Это направление исследований актуально и в настоящее время в связи с применением в сейсморазведке цифровой регистрирующей аппаратуры, систем многократных перекрытий и обработки получаемой информации на ЭВМ. Здесь требуется разработка новых аппаратно-методических подходов к решению задач, в частности разработка аппаратуры ультразвукового моделирования с регистрацией данных в цифровой форме. В настоящее время известны работы, в которых описываются принципы построения такой аппаратуры [25, 31, 71]. Однако цифровая регистрирующая аппаратура еще не получила широкого распространения при экспериментальных исследованиях как в нашей стране, так и за рубежом ввиду ее сложности и некоторых трудностей, связанных с обработкой получаемой информации на ЭВМ.

В связи с развитием и совершенствованием методики цифровой обработки сейсмических данных возникает необходимость в получении оценок эффективности алгоритмов и обрабатывающих комплексов. Одним из перспективных путей исследования при этом является использование физического моделирования. Поэтому наши исследования были направлены на разработку методики физического моделирования волновых полей, а также на моделирование способов обработки данных сложно построенных сред.

СПОСОБ И СРЕДСТВА МОДЕЛИРОВАНИЯ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ И ПРОЦЕССА ОБРАБОТКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

§ 1. Способ решения задачи моделирования

Развитие и совершенствование методики цифровой обработки сейсмических данных базируется на оценках эффективности алгоритмов обработки и их комплексов. Математическое моделирование и аналитические методы, а также опробование новых алгоритмов обработки на полевых материалах — основные средства получения таких оценок.

Аналитические методы применяются при исследовании линейных процедур [60]. Эти методы оценки эффективности процедур обработки экономичны, позволяют исследовать широкий диапазон изменения параметров, удобны тем, что результаты их представлены в численном виде. Однако цифровая обработка сейсмических данных включает в себя ряд нелинейных процедур, а также процедуры эвристического характера, которые в общем случае не поддаются теоретическому анализу. Вследствие этого становится проблематичным получение оценок графа обработки аналитическими методами.

Применение математического моделирования позволяет в принципе преодолеть указанные ограничения. Для этого необходимо найти способы решения прямых задач сейсмоки для сложно построенных сред. Но до недавнего времени основу материалов математического моделирования составляли отдельные модели одноканальных и многоканальных сейсмограмм, предназначенные для оценки эффективности отдельных процедур выделения сигналов на фоне помех, характеризующихся различными параметрами: скоростью, временем, частотой и др. [44].

В последнее время во ВНИИ Геофизика синтезированы комплексные модели типовых сейсмологических разрезов, предназначенные для оценки эффективности как отдельных геофизических процедур, так и их комплексов в условиях воздействия совокупности сейсмологических факторов [73]. Такое приближение модельных материалов к реальным с одновременной типизацией моделей позволяет перейти к решению новых задач — синтезу методики обработки сейсмических данных на основе математического моделирования. Появившиеся средства оценки эффективности способов обработки (например, отношение сигнал/помеха) дают возможность целенаправленно проектировать обработку данных с получением количественных прогнозов. Но следует отметить, что многие прямые задачи для сравнительно несложных моделей сред еще не решены, поскольку нет программ расчета полного волнового поля.

Использование полевых данных для оценки эффективности способов обработки следует признать также недостаточным, поскольку оно производится без точных представлений о геологическом объекте и, следовательно, о структуре волнового поля. Кроме того, проведение полевых исследований для получения тестового материала связано со значительными экономическими затратами. Более точные и с меньшими экономическими затратами результаты оценки эффективности методов обработки могут быть получены с использованием данных физического моделирования, так как в этом случае, при выполнении принципа подобия, можно получить волновое поле, в достаточной степени отражающее специфику полевых материалов [68]. Поэтому при изучении кинематических и динамических характеристик сейсмических волн в сложных средах существенная роль отводится физическому моделированию сейсмических процессов как методу, позволяющему в лабораторных условиях, с соблюдением необходимой чистоты эксперимента, решать прямые задачи сейсмоки сложных построенных сред, для которых математическое описание либо отсутствует, либо требует подтверждения и корректировки путем изучения физической картины явления. Кроме того, сейсмическое моделирование преследует цель получить волновую картину, подобную реальной волновой картине со всеми ее особенностями, связанными как с источником и средой, так и с регистрирующей аппаратурой. Это позволяет сравнить сейсмограммы, полученные при полевых наблюдениях, с модельными и делать выводы о правильности предположений о реальном сейсмическом источнике и реальной среде.

В последнее время в сейсморазведке для увеличения глубины исследований, уверенного прослеживания отражающих горизонтов, подавления помех и т. д. широко используется многократные системы наблюдений и способ цифровой регистрации сейсмических данных. Ввиду большого количества получаемой информации ее обработка возможна лишь с помощью ЭВМ. В связи с решением прямых задач современной сейсморазведки методами физического моделирования объем материала, получаемого и подлежащего обработке, значительно возрос. Ручная обработка этого материала не может обеспечить запросы моделирования как вследствие того, что требуется затрата большого количества ручного труда, так и потому, что она не удовлетворяет требованиям возросшей точности этой обработки. Поэтому при решении таких задач необходимо использовать аппаратуру, позволяющую регистрировать первичную информацию на стандартном носителе. При этом появляется возможность автоматической обработки модельного эксперимента по программам, предназначенным для обработки полевых сейсмических материалов. *Общность программ обработки натурного и модельного экспериментов позволяет рассматривать обработку данных сейсмического моделирования как моделирование процесса обработки и интерпретации данных полевого сейсмического эксперимента.*

При ручной обработке материалов указанный процесс моделирования обработки и интерпретации сейсмических данных также

имел место, однако при автоматической обработке этот процесс приобретает, во-первых, большее значение и, во-вторых, отвечает требованиям современного сейсмического эксперимента. При обработке данных физического моделирования на ЭВМ, с использованием всех возможностей математического обеспечения, могут быть решены не только методические вопросы, но и вопрос о точности интерпретации в целом. Этот способ интерпретации сейсмической информации необходим для выбора оптимального графа обработки для моделей реальных геологических сред. Задачи на таких моделях в настоящее время выдвигаются на первый план, но пока решаются неудовлетворительно. При этом появляется возможность: 1) оценивать эффективность стандартных и разрабатываемых способов обработки и интерпретации сейсмических данных; 2) проводить изучение основных закономерностей волновых полей на временных разрезах.

Реализация данного способа оценки эффективности процедур обработки и интерпретации сейсмических данных сдерживается в настоящее время отсутствием соответствующего аппаратно-методического комплекса. Аппаратурная часть этого комплекса должна состоять из цифровой регистрирующей аппаратуры, сканирующего устройства, осуществляющего прием информации при различных системах наблюдений, и ЭВМ для обработки получаемой информации. Методическая часть включает в себя выбор и методику изготовления моделей сложной построенных сред, методику проведения наблюдений, методику и способы обработки.

Создание такого комплекса позволит реализовать в физическом моделировании новое направление — *моделирование процесса обработки сейсмических данных*. Его реализация, в свою очередь, дает возможность оценивать эффективность алгоритмов и процедур обработки полевых сейсмических данных более точно и с меньшими материальными затратами. Это становится весьма актуальным при решении ряда новых задач, стоящих перед современной сейсморазведкой, а именно: при проведении исследований на различных типах волн, при разработке способов интерпретации площадных систем наблюдений, при изучении поляризационных характеристик сейсмических волн и т. д.

Остановимся подробнее на обосновании введенного понятия моделирования процесса обработки сейсмических данных. Под этим понятием, как следует из вышеизложенного, понимается моделирование физического процесса в пространстве и во времени совместно с реализацией процесса обработки результатов наблюдений этого процесса на электронно-вычислительных машинах по алгоритмам и программам для обработки сейсмических данных. Использование в процессе обработки исходных входных данных, полученных на физических моделях с известным строением и свойствами, и возможность сравнения результатов обработки с реальными строением и свойствами модели позволяют рассматривать такой процесс как моделирование обработки сейсмических данных.

Как известно, моделирование это замена одного процесса, который по каким-либо причинам нельзя или нежелательно изучать, другим, с помощью которого возможно исследовать основные свойства первого процесса. Модель, в которой воспроизводится моделируемый процесс, выбирается согласно критериям подобия пространственно-временных масштабов натуры и модели. Замену явления в природе явлением в модели, выбираемой согласно указанным критериям подобия [18], включают в себя все известные в настоящее время конкретные виды физического моделирования: сейсмическое, электромагнитное, тепловое, гидродинамическое, тектоническое, геологическое и т. д. [18].

Обсуждаемый способ моделирования процессов обработки сейсмических данных, по существу, представляет собой единый, неделимый комплекс физического и математического моделирования. Физическое моделирование представлено в форме обычного сейсмического (ультразвукового) моделирования, но в цифровой, а не аналоговой форме регистрации выходных данных. Зафиксированная в долгосрочной памяти выходная информация такого моделирования представляет собой информацию в безразмерном виде и является входными данными для второго вида моделирования — математического, входящего в названный комплекс. В математическом моделировании физические объекты — как моделируемый, так и моделирующий — заменяются одной и той же математической моделью, определяемой математическим уравнением или алгоритмами, отображающими в общем случае свойство моделируемого объекта в безразмерных координатах и во времени. Такая безразмерность появляется в результате приведения к безразмерному виду математических уравнений или алгоритмов, определяющих физическое явление в размерных координатах и времени.

В едином комплексе физического и математического моделирования процесс распространения упругих волн в природе, например сейсморазведочного диапазона частот (десятки герц), заменяется процессом распространения таких же волн ультразвукового диапазона частот с геометрическими размерами моделей около метра при строгом соблюдении критериев подобия (длины волн в природе и модели соотносятся так же, как их линейные размеры). Следовательно, происходит отображение одного процесса в другом.

Использование же критериев подобия обеспечивается автоматически, потому, что пространственно-временной масштаб в математическом моделировании не изменяется по сравнению с физическим.

§ 2. Аппаратура для регистрации данных ультразвукового моделирования в цифровой форме

Основной аппаратурой, используемой в настоящее время в моделировании, является импульсный ультразвуковой сейсмоскоп, разработанный в ИФЗ АН СССР Б. П. Ивакиным и В. Р. Бугро-

вым [39]. В дальнейшем эта аппаратура усовершенствовалась и модернизировалась многими исследователями: Е. М. Аверко [1], С. Ф. Больших [14], В. А. Обуховым [78, 79], О. Г. Сорохтиным [105] и др. Однако применение этой аппаратуры при проведении экспериментальных работ позволяет решать относительно простые задачи, связанные с изучением упругих волн либо в первых вступлениях, либо волн, преобладающих по интенсивности. Основным недостатком такой аппаратуры можно считать способ регистрации. В существующих конструкциях сейсмоконов сигналы с экрана электроно-лучевой трубки с помощью фотопроставки регистрируются на фотопленке. Вся последующая обработка полученной информации осуществляется на основе визуального анализа.

Применение аналоговой регистрирующей аппаратуры для решения более сложных задач, связанных, например, с изучением волн малой интенсивности или с использованием систем многократных перекрытий, весьма затруднительно ввиду недостаточной точности и большого объема получаемой информации. Способ регистрации на фотопленке не позволяет использовать ЭВМ для обработки данных моделирования. Поэтому в области сейсмического моделирования возникла актуальная задача автоматизации процесса обработки данных сейсмического моделирования. Разработка аппаратуры сейсмического моделирования, позволяющей регистрировать экспериментальные данные на стандартном носителе информации, поможет устранить указанные выше трудности и использовать сейсмическое моделирование для решения более сложных задач. Следует заметить, что в настоящее время для обработки полевых сейсморазведочных данных широко используются ЭВМ.

Значительные трудности вызывает регистрация данных акустического каротажа и ультразвукового моделирования в цифровом виде. Как известно, при каротаже и моделировании в исследуемую среду излучаются периодически повторяющиеся импульсы возбуждения, благодаря чему регистрируются жестко синхронизированные с ними периодически повторяющиеся колебательные процессы. В зависимости от типа аппаратуры преобладающая частота колебаний таких процессов меняется от 1 до 200 кГц и более. Преобразование таких сигналов в цифровую форму с помощью стандартных аналого-цифровых преобразователей невозможно, поскольку они имеют быстродействие, сравнимое с преобладающей частотой этих колебаний. Применение для этих целей быстродействующих АЦП требует создания промежуточной памяти, так как прямая запись информации на магнитную ленту или ввод ее в ЭВМ невозможны. В связи с этим представляет интерес разработка способов преобразования, связанных с предварительной трансформацией в область низких частот сигналов, подлежащих преобразованию.

При создании такой аппаратуры возможны два направления исследований, различающихся применением устройств, запоминающих информацию. После преобразования высокочастотного

сигнала в низкочастотный первое направление — это запись низкочастотного сигнала на стандартную сейсмическую аппаратуру, например на сейсмическую станцию, на которой простым переключением ее каналов (причем каждый соответствует определенной точке приема на модели) записывают сигнал в аналоговой форме на магнитную ленту. Перевод записанного таким способом сигнала в цифровой вид реализуется на стандартной аппаратуре, предназначенной для ввода сейсмических данных в ЭВМ.

Второе направление — разработка и изготовление специальных устройств, обеспечивающих запись информации в цифровой форме и ее ввод в ЭВМ без промежуточного преобразования в аналоговый вид. Эти устройства для преобразования в цифровую форму сигналов акустического каротажа основаны на трансформации регистрируемых колебаний в область низких частот и применении к трансформированным колебаниям обычных преобразователей аналог — код. Трансформация частот в этой аппаратуре основана на использовании аналоговой магнитной записи сигналов акустического каротажа и связана с необходимостью эксплуатации сложных систем магнитной записи.

Описание станции акустического каротажа с электронным устройством для трансформации сигналов в область низких частот и их преобразования в цифровую форму, пригодную для ввода в ЭВМ, приводится в патенте США № 3 560 915 кл. 340-18 [83]. Это устройство основано на дискретизации в натуральном масштабе времени сигналов акустического каротажа, запоминании их ординатных значений емкостной матричной памятью и последующем их считывании из памяти с любой заданной скоростью. Таким образом, процесс трансформации в этой станции разделен по времени с процессом каротажа.

В 1973 г. в лаборатории сейсмических методов разведки ИФЗ АН СССР А. Я. Меламудом и С. А. Пегребецким разработан прибор, позволяющий трансформировать в область низких частот и преобразовывать в двоичный код периодически повторяющиеся высокочастотные колебания [71].

Идея прибора основана на стробировании высокочастотных сигналов при помощи специально разработанного устройства — блока памяти и пересчета. Это устройство за каждый период повторения стробирует исходный сигнал через заданные интервалы времени (шаг дискретизации), затем подает на фиксатор уровня и далее на преобразователь аналог — код соответствующее значение ординаты преобразуемого сигнала. Благодаря этому происходит трансформация сигнала в область более низких частот и тем самым обеспечивается возможность применения медленнодействующих преобразователей аналог — код, цифropечатающих и других устройств.

Если вместо цифрового вольтметра в описываемый прибор включить фильтр низких частот со специально подобранными характеристиками, то на его выходе будет формироваться трансформированный в область низких частот сигнал. Такой транс-

формированный сигнал может регистрироваться низкочастотной аппаратурой. К недостаткам данной разработки следует отнести отсутствие единой жесткой синхронизации всех узлов устройства и низкое быстродействие аналого-цифрового преобразователя. Кроме того, в работе не приведены технические характеристики макета; не указана элементная база, на которой собран данный макет.

Разработанная Н. Г. Гильберштейном и Л. Ш. Юнерманом [31] аппаратура цифровой регистрации данных моделирования также основана на трансформации высокочастотного сигнала при подаче его на вход преобразователя аналог — код. Регистрация числового значения амплитуды производится на 5-дорожечной перфоленте. Представление экспериментальных данных на стандартном носителе в цифровой форме позволяет вводить получаемую информацию в ЭВМ и автоматизировать ее обработку. К основным недостаткам данной аппаратуры следует отнести отсутствие единой системы синхронизации и нерациональный способ преобразования аналог — цифра (амплитуда — время — код). Как и в предыдущей, в работе [31] не приводятся технические характеристики и параметры разработанного прибора; не указана элементная база, на которой собран прибор; нет примеров, иллюстрирующих работу данного прибора.

Таким образом, анализ аппаратурных разработок показывает, что в настоящее время практически отсутствует достаточно надежная аппаратура для регистрации данных сейсмического моделирования на стандартном носителе. Отсутствие такой аппаратуры стимулировало разработку нового макета регистратора данных сейсмического моделирования.

Разработка и изготовление макета такого регистратора — одна из задач данной работы. Разработка аппаратуры может идти, как сказано, в двух направлениях (в соответствии с устройствами запоминания информации); использование стандартной аналоговой сейсмической аппаратуры или же непосредственная запись информации в цифровом виде на стандартном носителе. При разработке макета регистратора было выбрано второе направление, исключающее промежуточную аналоговую магнитную запись. Это позволило расширить динамический диапазон аппаратуры, а также повысить ее точность [25].

Принцип действия и работа устройства. Принцип действия устройства состоит в частотной трансформации исследуемых сигналов стробоскопическим методом, так как прямое кодирование и непосредственная регистрация таких сигналов — весьма сложное дело. Многократно повторяя исследуемый сигнал на входе устройства, стробимпульсом фиксируют в измерительном тракте его текущее значение, сдвигая в каждом цикле повторения момент стробирования на величину шага квантования. В результате получаем мгновенные значения, огибающая которых представляет собой трансформированный сигнал, растянутый по отношению к истинному в K раз, причем, $K = T/\Delta t$, где T — интервал повторения процесса, Δt — шаг квантования.

Автоматический сдвиг стробимпульса осуществляется в формирователе импульсов строба и конца трассы. Основу схемы составляют два двочисных счетчика, один из которых считает количество циклов повторения волновой картины, а второй — количество интервалов дискретизации в каждом цикле. В момент равенства числа интервалов дискретизации числу циклов повторения производится запоминание, кодирование и регистрация измеряемого сигнала. На основании проведенного анализа существующих регистрирующих устройств разработана структурная схема цифрового регистратора данных ультразвукового моделирования (рис. 1).

Перед началом кодирования в режиме контроля на экране электроно-лучевого индикатора выбирается временной участок сигнала, подлежащий оцифровке. Частота зондирования задается с блока управления, который осуществляет запуск излучателя. Собственно кодирование и регистрация численных значений амплитуд сигнала производится блоками цифровой части прибора. На пульте управления переключателями задается участок кодирования, с него же производится начальный пуск устройства. Блок управления осуществляет управляющие функции в режиме кодирования и регистрации: запуск излучателя, фиксацию участка кодирования, продвижение стробирующего импульса с шагом квантования по регистрируемому сигналу, синхронизацию аналоговой, цифровой и регистрирующей частей устройства. Все эти операции выполняются автоматически. Приемный тракт ультразвуковых колебаний, состоящий из выносного предварительного усилителя, основного усилителя и аттенуатора ступенчатого типа, после распространения упругих колебаний в модели и преобразо-

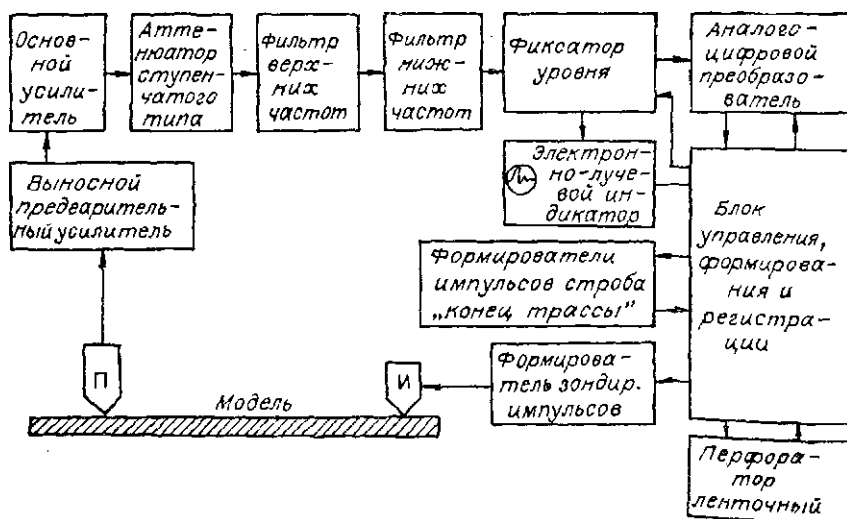


Рис. 1. Регистратор ультразвуковых сигналов.

вания их пьезоприемником в электрические сигналы, осуществляет необходимое усиление измеряемого сигнала. Усиленный сигнал поступает на фильтры верхних и нижних частот, обеспечивающие подавление собственных колебаний приемника и получение устойчивой и простой формы измеряемого сигнала. Дальнейшая обработка сигнала, а именно: его частотная трансформация, преобразование мгновенных значений в постоянное напряжение и постоянного напряжения в цифровой код — осуществляется фиксатором уровня и аналого-цифровым преобразователем. Блоком управления и перфоратором производится регистрация числовых значений исследуемого сигнала на 8-дорожечную ленту. Окончательная обработка представленной на перфоленте информации осуществляется на ЭВМ.

Кроме этого, в данном макете аппаратуры предусмотрен генератор белого шума. Наличие такого генератора позволяет:

- 1) уменьшить отношение сигнал/шум, что бывает иногда необходимо для оценки применимости программ обработки;
- 2) экспериментально оценить возможности накопления слабых сигналов с целью последующего выделения их на фоне шума.

Выходной сигнал с генератора шума подается на основной усилитель. Одновременно на вход основного усилителя поступает сигнал с приемника. Затем происходит смещение сигналов и на входе регистрируются сигнал и шум. Уровень шума регулируется на электроно-лучевом индикаторе.

Макет аппаратуры работает в двух режимах:

- 1) с включенным генератором случайного шума;
- 2) с выключенным генератором шума.

Краткое описание узлов устройства. Разработанная аппаратура состоит из аналоговой и цифровой частей.

Аналоговая часть состоит из следующих функциональных узлов: 1) приемника, 2) предварительного усилителя, 3) основного усилителя, 4) аттенюатора ступенчатого типа, 5) фильтров верхних и нижних частот, 6) фиксатора уровня, 7) электроно-лучевого индикатора, 8) формирователя зондирующих импульсов, 9) излучателя.

Цифровая часть состоит из следующих функциональных узлов: 1) аналого-цифрового преобразователя, 2) формирователей импульсов строка и «конца трассы», 3) блока формирователя и управления регистрацией.

Назначение функциональных узлов. Приемник служит в качестве преобразователя механических колебаний, непосредственно наблюдаемых в моделях при сейсмическом моделировании, в электрические. В проводимых исследованиях применялись приемники из сегнетовой соли и пьезокерамики ЦТС-19.

Выходной предварительный усилитель предназначен для согласования пьезоприемника с трактом преобразования аналогового сигнала.

Основной усилитель предназначен для усиления малых электрических сигналов до необходимой величины.

Аттенюатор ступенчатого типа осуществляет дискретное изменение коэффициента усиления исследуемых сигналов.

Фильтры верхних и нижних частот обеспечивают подавление собственных колебаний приемника и излучателя при сейсмическом моделировании, что позволяет устранять неустойчивость формы сигнала и применять различные типы приемников и источников, а также для получения сигнала простой формы [22].

Фиксатор уровня предназначен для преобразования мгновенных значений регистрируемого аналогового сигнала в постоянное напряжение.

Электрописто-лучевой индикатор предназначен для визуального анализа регистрируемых сигналов, а также для выбора участка оцифровки регистрируемого сигнала.

Формирователь зондирующих импульсов обеспечивает получение однополярных и двухполярных импульсов для возбуждения пьезоэлектрического излучателя.

Излучатель является источником ультразвуковых колебаний, распространяющихся в исследуемых моделях.

Аналого-цифровой преобразователь предназначен для преобразования постоянного напряжения в цифровой код.

Формирователи импульсов строба и «конца трассы» предназначены для получения автоматического сдвига в каждом цикле повторения исследуемого сигнала на величину шага квантования и конца кодирования регистрируемой трассы, а также для выбора участка кодирования.

Блок формирования и управления регистрацией предназначен для стробоскопического преобразования исследуемого сигнала, для синхронизации измерительного и регистрирующего трактов, для выбора шага квантования, а также для управления ленточным перфоратором.

Выносной предварительный усилитель. При усилении слабых электрических сигналов, полученных с датчиков, обладающих большим внутренним сопротивлением, возникает трудность, связанная с шунтирующим действием емкости соединительного кабеля. Величина этой емкости обычно лежит в пределах от нескольких десятков до нескольких сотен пикофард на метр и снижает чувствительность измерительного устройства. Устранить шунтирующее влияние емкости кабеля при работе с пьезодатчиками возможно за счёт использования кабеля с двумя экранами [28]. В этом случае внешний экран заземляется, а на внутренний подается напряжение с выхода повторителя. Таким образом, между жилой и внутренним экраном действует напряжение $U_{вх}(1 - K)$, что эквивалентно уменьшению емкости кабеля в $1/(1 - K)$ раз, где K — коэффициент передачи повторителя.

Другой путь уменьшения шунтирующего влияния кабеля заключается в том, что используют выносной предварительный усилитель, расположенный в непосредственной близости к пьезодатчику. При значительном удалении предварительного усилителя от основного и от источников питания рационально использовать

для их соединения минимальное число проводов (два), что возможно в случае, если усиленный сигнал и питающий предварительный усилитель ток проходят по одним и тем же проводам. Для этой цели можно использовать усилительный каскад с нагрузкой, помещенной на другой конец линии передачи, а питающий этот каскад ток пропустить через сопротивление нагрузки [84].

Для компенсации проводимости входного транзистора на его сток подается сигнал с выхода через полтористель. Ток затвора входного транзистора КИ-303 не превышает 1,0 мА, что дает возможность ставить в цепи затвора сопротивление утечки 100 мОм и повысить тем самым входное сопротивление. Уровень собственных шумов усилителя с источником сигнала, имеющим емкостное сопротивление 100 пФ, не превышает 10 мкВ. Передача сигналов с усилителя осуществляется по согласованному со стороны нагрузки кабелю. Питание усилителя осуществляется от отдельного стабилизированного источника с напряжением —9В. Частотная характеристика усилителя равномерна в диапазоне частот от 1 до 500 кГц.

Основной усилитель. Сигналы с выносного предварительного усилителя через согласованный со стороны нагрузки кабель поступают на основной усилитель. Усилитель собран на транзисторе T_1 , в коллекторную цепь которого включена динамическая нагрузка из составных полевых транзисторов T_2 и T_3 . Для уменьшения влияния входного сопротивления последующего каскада на выходе усилителя используются истоковый и эмиттерный повторители на транзисторах T_4 и T_5 . Частотная характеристика основного усилителя также равномерна в диапазоне частот от 1 до 500 кГц, коэффициент усилителя $K = 150$.

Аттенуатор ступенчатого типа. Аттенуатор представляет собой резистивный делитель напряжения, имеющий 11 положений. Необходимый коэффициент усиления приемного тракта устанавливается при помощи галетного переключателя.

Фильтры ФВЧ и ФНЧ. С выхода усилителя сигналы через ступенчатый аттенуатор поступают на фильтры верхних и нижних частот. Фильтр верхних частот представляет собой пассивный Т-образный LC-фильтр, фильтр нижних частот — пассивный П-образный LC-фильтр. Необходимая полоса пропускания устанавливается путем переключения фильтров ФВЧ и ФНЧ, которое осуществляется при помощи двух галетных переключателей.

Фиксатор уровня. Частотные спектры, наблюдаемые при сейсмическом моделировании, изменяются в широких пределах — от 20 до 3 мГц. Прямое кодирование и непосредственная регистрация таких сигналов в цифровой форме практически невозможны. Для этого необходима трансформация частоты исходного сигнала при подаче его на вход преобразователя аналог — код.

Частотную трансформацию можно осуществить стробоскопическим способом [31]. Для осуществления такой трансформации применяются высокочастотные схемы выборки уровня аналогово-

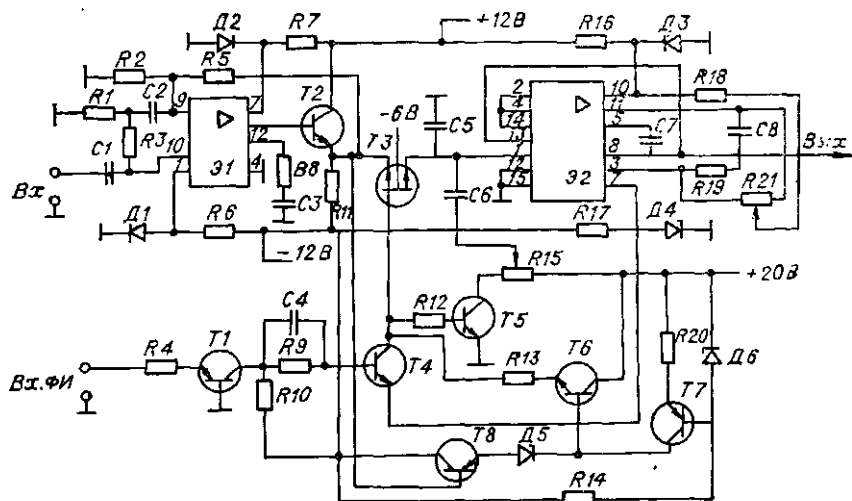


Рис. 2. Фиксатор уровня.

го сигнала и сохранения этого уровня с большой точностью на время преобразования его в код. Устройства данного типа носят название схемы выборки-хранения (фиксатор уровня) [24, 104].

Фиксатор уровня состоит (рис. 2) из входного буферного усилителя, ключа на транзисторе, запоминающего конденсатора, выходного буферного усилителя и формирователя импульса выборки фиксирующего импульса. Входной буферный усилитель, собранный на микросхеме Э1 и повторителе на транзисторе T_2 , обеспечивает необходимое усиление входного сигнала и быстрый перезаряд запоминающего конденсатора. Выходной буферный усилитель позволяет значительно уменьшить ток разряда запоминающего конденсатора во время хранения при работе на низкоомную нагрузку. В качестве ключа используется транзистор КП-305Д, имеющий сопротивление в открытом состоянии 80 Ом.

Формирователь импульса выборки формирует сигналы с уровнями 9 и $(+8 + K L_{\text{дх}})$ вольт. В состав формирователя входят согласователи уровней на транзисторе T_1 , инвертор на транзисторе T_4 , «плавающий» источник питания на транзисторах $T_6 \div T_8$ и инвертор на транзисторе T_5 . Для стабилизации э. д. с. коммутации питание входного инвертора в данной схеме — инвертор на транзисторе T_4 — осуществляется от «плавающего» источника, в результате чего напряжение затвор — сток остается постоянным во всем диапазоне изменения входного сигнала. «Плавающий» источник включает в себя эмиттерный повторитель на T_6 . Для компенсации э. д. с. коммутации на конденсаторе C_3 через конденсатор C_6 подается инверсный по отношению к импульсу выборки сигнал с выхода инвертора на транзисторе T_5 . Изменением величины этого сигнала с помощью переменного резистора R_{13}

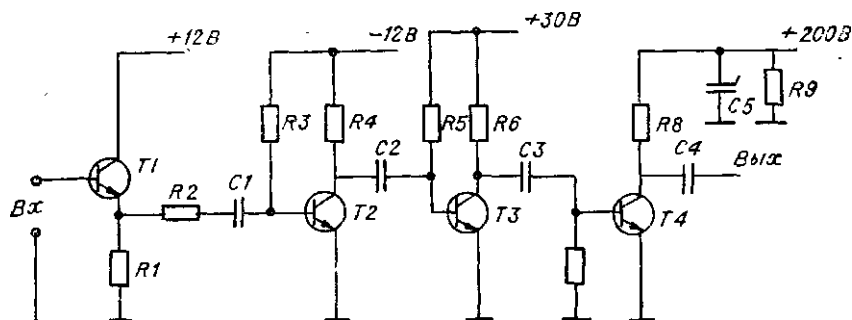


Рис. 3. Формирователь зондирующих импульсов.

осуществляется настройка компенсации по минимуму э. д. с. коммутации.

Описанный фиксатор уровня характеризуется следующими параметрами: а) диапазон выходного напряжения $+2$ В; б) температурный дрейф 20 мкВ/°С; в) переменная составляющая аппаратурного времени 20 мс; г) время выборки 2 мкс; д) время хранения $0,1$ с.

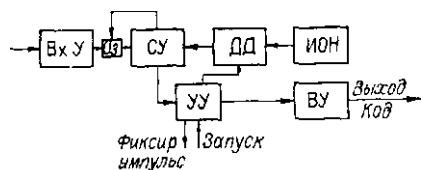
Формирователь зондирующих импульсов. Для возбуждения пьезоизлучателя используются короткие прямоугольные импульсы. На рис. 3 приведена принципиальная схема формирователя зондирующих импульсов. Прямоугольные импульсы регулируемой длительности $t_n = 5-50$ мкс и периодом следования $T = 20$ мс с интегральной микросхемы из блока управления поступают на эмиттерный повторитель на транзисторе T_1 , затем усиливаются каскадами на транзисторах T_2 и T_3 и поступают на оконечательный каскад на высоковольтном транзисторе T_4 . Устройство состоит из двух идентичных каналов, на входы которых поступают две последовательности импульсов с одинаковым периодом и сдвинутых друг относительно друга на длительность импульса. При помощи переключателя можно использовать либо один, либо оба канала. В случае использования двух каналов на пьезоизлучатель поступают короткие разнополярные импульсы.

Аналого-цифровой преобразователь. Преобразователь построен по методу поразрядного уравнивания с целью обратной связи. Структурная схема преобразователя представлена на рис. 4.

Состав преобразователя: ВхУ — входной усилитель, СУ — сравнивающее устройство, ИОН — источник образцового напряжения, ДД — дискретный делитель, УУ — устройство управления, ВУ — выходное устройство.

Рис. 4. Блок-схема аналого-цифрового преобразователя.

ВхУ — входной усилитель, ОЗ — определитель знака, СУ — сравнивающее устройство, ИОН — источник образцового напряжения, ДД — дискретный делитель, УУ — устройство управления, ВУ — выходное устройство.



жения, ДД — дискретный делитель, УУ — устройство управления, ВУ — входное устройство.

Преобразователь работает следующим образом. На входы СУ подаются напряжения U_x и U_0 . Напряжение U_0 подается с ДД последовательно по ступеням, находящимся в определенном «весовом» соотношении. Число разрядов ДД определяется пределом и погрешностью измерения аналого-цифрового преобразователя. Сравнивающим устройством выявляется знак разбаланса между U_x и U_0 при включении очередного разряда. Если при включении очередного разряда выполняется соотношение $U_0 < U_x$, то СУ вырабатывает сигнал, позволяющий УУ сбросить данный разряд. В случае, если $U_0 > U_x$, СУ сигнал сброса не вырабатывается, и разряд остается включенным.

Таким образом, в процессе последовательного «взвешивания» всех разрядов ДД, начиная со «старшего», в компенсации их участвуют только те разряды, сумма напряжений которых равна U_x .

После окончания цикла преобразования выходное устройство выдает результат преобразования в цифровом виде.

Основные технические данные АЦП: диапазон измерений напряжений $\pm 1023,5$ мВ, время преобразования 30 мкс, выходной код 11-разрядный плюс знак, запуск преобразователя внешний, результат измерений выводится в коде 1—2—4—8, выходное сопротивление 150 кОм.

Формирователь импульсов строба и конца трассы. Блок формирования и управления регистрацией. Импульсом пачального пуска в схеме управления вырабатывается последовательность исполнителных сигналов, которая обеспечивает:

а) формирование и регистрацию на перфоленту служебного сигнала «пачало трассы» в виде двух отверстий па седьмой и восьмой дорожках, организация которого осуществляется в узлах формирования исполнителных сигналов;

б) передачу кода α в счетчик Сч-1, перепись кода α через «схему переписи обратного кода» в счетчик Сч-2 за время переключения триггера Тг в состояние «1» и запуск излучателя.

Дальнейшая работа устройства заключается в следующем. С выхода делителя частоты ДЧ серия импульсов поступает на счетчик Сч-2 до появления сигнала переполнения, который запускает фиксатор уровня в аналого-цифровой преобразователь. Обработка цифрового кода осуществляется в узлах регистрации. Одновременно с цифровой информацией с АЦП в блок управления поступает стробимпульс. Этим сигналом отключается делитель частоты и производится запуск узла управления регистрацией. Узел управления формирует цифровую информацию для регистрации ее па 8-дорожечную перфоленту.

После кодирования и регистрации одной точки трассы блок управления повторяет цикл для момента времени $t + \Delta t$. Смещение на Δt обеспечивается прибавлением единицы в счетчик Сч-1. Так последовательно производится оцифровка всего выбранного участка трассы до момента времени, заданного кодом β . В этом

случае на выходе схемы сравнения кодов появляется сигнал «конец регистрации», который переводит узлы управления в исходное состояние и обеспечивает пробивку на перфоленте служебного сигнала «конец трассы» в виде четырех отверстий на седьмой и восьмой дорожках перфоленты.

Таким образом, участок сигнала длительностью $n\Delta t$ кодируется за время nT , где T — период повторения процесса, а n — число точек измерения. В этом случае коэффициент частотной трансформации [31]

$$K = \frac{T}{\Delta t} = \frac{f_2}{f_1},$$

где f_2 и f_1 — соответственно частоты счетчиков Сч-2 и Сч-1. Структурная схема блока управления представлена на рис. 5.

Формат данных. На перфоленте исходное 11-разрядное число имеет вид: $\pm 10\ 9\ 8\ 7\ 6\ 5\ 4\ 3\ 2\ 1\ 0$. Таким образом, это целые числа в диапазоне $(-2047, +2047)$.

Число размещается в два 8-разрядных символа. Младшие разряды числа помещаются в первом из этих символов, а старшие — во втором. Знаку (+) соответствует пробивка. 8-й разряд второго символа служит признаком конца числа. Пробивка одновременно в 7-м и 8-м разрядах второго символа служит разделителем массивов.

В дальнейшем полученная на перфоленте информация вводится в ЭВМ с помощью программ «ввод ПЛ».

Методика и результаты испытаний. Определение погрешности по функциональным узлам.

Для определения погрешностей тракт прохождения регистрируемого сигнала был разбит на следующие функциональные узлы:

1) приемный тракт; 2) фиксатор уровня; 3) аналого-цифровой преобразователь.

Определение погрешности приемного тракта. Погрешность, вносимая приемным трактом, в основном будет определяться температурной нестабильностью коэффициента передачи усилителей переменного тока, входящих в состав тракта. Для стабилизации коэффициента передачи в усилителях были введены отрицательные обратные связи. Известно, что относительная нестабильность коэффициента передачи усилителя с обратной связью определяется выражением:

$$\frac{\Delta K_{ос}}{K_{ос}} = \frac{\Delta K}{K} \cdot \frac{1}{1 + K\beta},$$

где $K_{ос}$ — коэффициент передачи усилителя с обратной связью; K — коэффициент передачи усилителя без обратной связи; β — коэффициент передачи цепи обратной связи.

Из справочных данных можно оценить, что изменение коэффициента усиления K в заданном температурном диапазоне $(+10^\circ\text{C} - +30^\circ\text{C})$ не превышает $15 \div 20\%$.

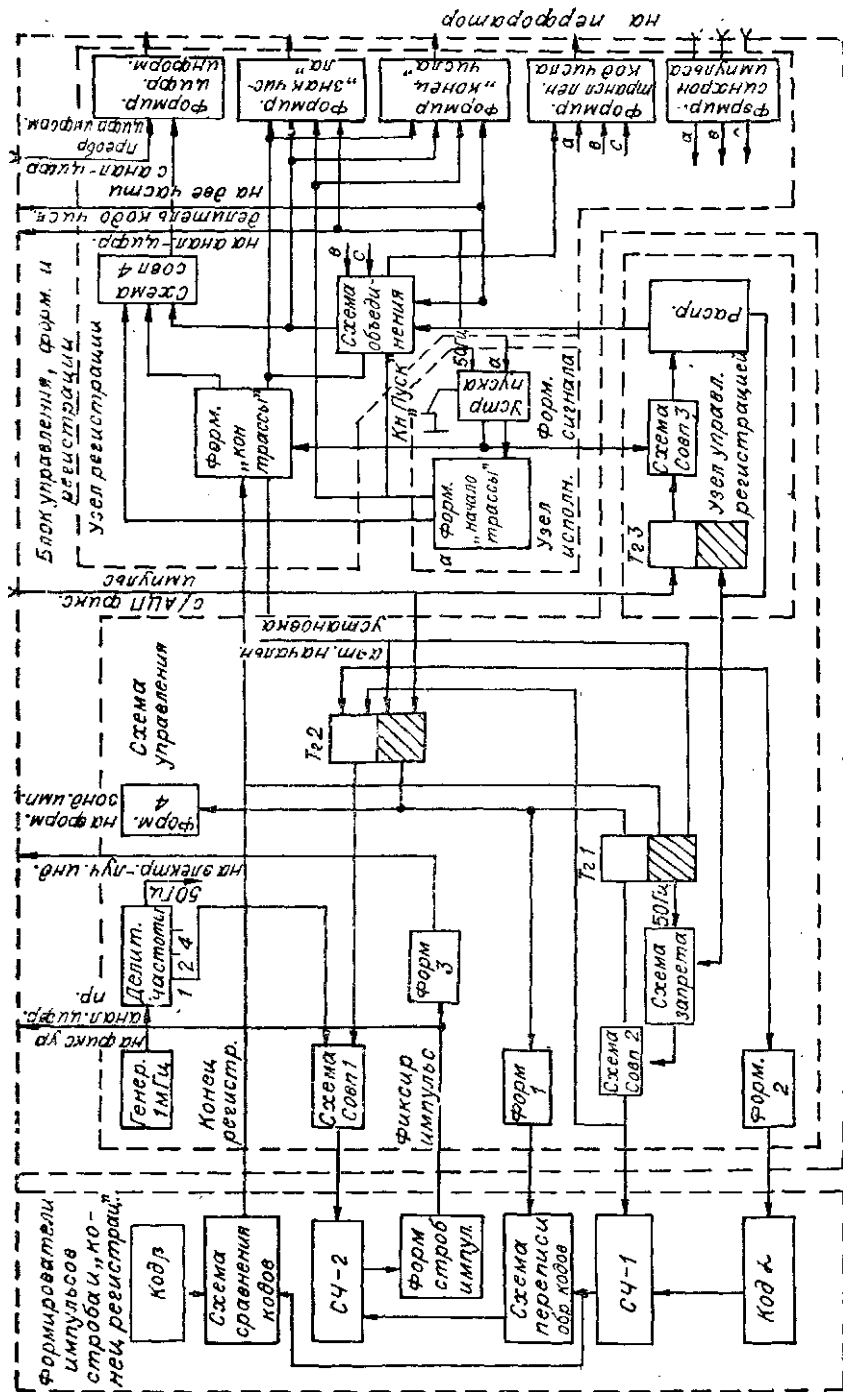


Рис. 5. Структурная схема блока управления

С учетом обратных связей эта величина уменьшается в $(1 + K\beta)$ раз. В применяемых усилителях величина $(1 + K\beta)$ составляет не менее 50. Таким образом, максимальная относительная погрешность, вносимая приемным трактом, составит 0,4% в диапазоне температур $(+10 - +30^\circ\text{C})$.

Определение погрешности фиксатора уровня. Собственная динамическая погрешность фиксатора уровня обуславливается его апертурным временем t_a [24]:

$$\delta_D = U'_{вх}(t)(t_a - \tau_a), \quad (1)$$

где $U'_{вх}(t)$ — скорость изменения входного сигнала, τ_a — постоянная времени зарядной цепи, $\tau_a = \gamma_0 C_H$; γ — сопротивление ключа в состоянии «замкнуто».

Апертурное время любого фиксатора — это интервал времени между подачей спада импульса выборки фиксирующего импульса и моментом, когда фиксатор практически прекращает «чувствовать» входной сигнал. Однако динамическая ошибка большинства измерительных устройств, работающих совместно с фиксатором, определяется не из (1), а как

$$\delta'_D = U'_{вх}(t)t'_a, \quad (2)$$

где t'_a — изменение апертурного времени в диапазоне входных сигналов. С учетом плавающего уровня отпирания ключа в разработанной схеме значение $t'_{CL} \leq 20$ мс в температурном диапазоне $(-10 \div 50^\circ\text{C})$. Из соотношения (2) можно определить погрешность фиксатора при максимальной частоте входного сигнала $f_{\max} = 100$ кГц и максимальной амплитуде:

$$U_{вх} = 1\text{В}, \delta'_D = 0,4 \text{ В/мкс } 20 \cdot 10^{-3} \text{ мкс} = 8 \cdot 10^{-3} \text{ В}.$$

Тогда максимальная относительная погрешность, вносимая фиксатором уровня, составит 0,8%.

Определение основной погрешности АЦП. Применяемые средства и необходимая контрольно-измерительная аппаратура:

а) источник измеряемого напряжения с плавной регулируемой выходного напряжения (используется внутренний источник постоянного напряжения +9В с пульсациями напряжения менее 1 мВ);

б) цифровой вольтметр В 7-16;

в) магазин сопротивлений РЗЗ;

г) образцовое сопротивление 1000 Ом класса 0,01;

д) регистрирующее устройство (перфоратор ПЛ-150).

Определение основной погрешности производится следующим образом:

а) на вход преобразователя подается измеряемое напряжение;

б) действительное значение входного напряжения измеряется образцовым прибором (В 7-16);

в) относительная предельная погрешность при преобразовании напряжений в точке определяется по формуле

$$\delta = \frac{|M[\Delta U]| \div |0,5\mu g| + 2,1\sigma_u}{|U_x|} \cdot 100\%,$$

где $M[\Delta U]$ — систематическая составляющая инструментальной погрешности; σ_u — среднее квадратичное отклонение инструментальной погрешности; μ — цена единицы младшего разряда; g — ступень дискретности в единицах младшего разряда; U_x — показание образцового прибора в вольтках;

г) для определения $M[\Delta U]$ проверяемого прибора в точке, соответствующей коду N , необходимо установкой напряжения (сигнала) U_x на входе прибора добиться того, чтобы частота (вероятность) появления показаний N и $N - 1$ стала равной 0,5.

Величина $M[\Delta U]$ определяется по формуле

$$M[\Delta U] = \mu N - 0,5\mu g - U_x,$$

где N — код проверяемого показания в единицах младшего разряда;

д) для определения σ_u необходимо установить на входе проверяемого прибора сигнал U_x так, чтобы частота (вероятность) появления показаний N и $N - 1$ стала равной 0,5, и определить его истинное значение U_{x1} ; установить на входе проверяемого прибора сигнал U_{x2} так, чтобы частота (вероятность) появления показаний $N - 1$ стала равной 0,9.

$$\sigma_u \text{ — определяется по формуле: } \sigma_u = \frac{|U_{x1} - U_{x2}|}{2,1}.$$

Определение среднее квадратичной погрешности макета. Для определения среднее квадратичной погрешности была произведена 30-кратная регистрация сигнала, постоянного по форме, напряжению и частоте. В дальнейшем полученная информация вводилась в ЭВМ для вычисления погрешностей. Результаты вычислений показывают, что максимальное среднее квадратичное отклонение для отдельного измерения составляет 0,5148%, минимальное — 0,2384%. Среднее квадратичное отклонение для тридцати измерений составляет 0,3475%.

Определение интервала питающего напряжения сети, обеспечивающего нормальную работу макета. Для определения рабочего интервала питающего напряжения сети была проведена регистрация одного и того же сигнала при напряжениях сети: $U_{c1} = 200$ В, $U_{c2} = 220$ В, $U_{c3} = 240$ В.

Результаты измерения показывают, что при изменении питающего напряжения сети на $\pm 10\%$ данный макет обеспечивает нормальную работу.

Технические данные макета аппаратуры:

1. Частота регистрируемого сигнала (10 ÷ 200) кГц.
2. Шаг квантования (1, 2, 4) мкс.

3. Интервалы кодирования (1024, 2048, 4096) мкс.
4. Частота следования зондирующих импульсов 50 Гц.
5. Результат измерения выводится в коде 1—2—4—8.
6. Погрешность измерения амплитуды 0,34 %.
7. Относительное изменение временной задержки измерительного тракта не более 0,5 %.
8. Вывод информации на ленточный перфоратор ПИ-150.
9. Прибор обеспечивает 8-часовую непрерывную работу.
10. Время самопрогрева прибора для нормальной его работы не менее 15 мин.
11. Напряжение питания прибора 220 В, 50 Гц.
12. Мощность, потребляемая от сети, не более 150 Вт.
13. Габаритные размеры устройства $640 \times 440 \times 210$ мм.
14. Среднее время безотказной работы 800 ч.
15. Вес устройства не более 25 кг.

§ 3. Методика моделирования сейсмических волн различной поляризации

Для возбуждения и регистрации упругих волн различной поляризации на двухмерных моделях необходимы датчики, обладающие достаточной мощностью и чувствительностью при излучении и приеме, равномерной частотной характеристикой в рабочем диапазоне частот, а также «острой» диаграммой направленности и постоянством механического контакта с исследуемой средой. При использовании таких датчиков появляется возможность количественного изучения поляризационных свойств продольных и поперечных волн, их кинематических и динамических характеристик. Перечисленными выше свойствами обладает датчик, сконструированный на основе биморфного пьезоэлемента. Такой датчик был впервые предложен А. И. Андреевым [41].

Вопросам моделирования поперечных волн был уже посвящен ряд работ [47, 65]. Так, в работе Р. В. Лебедевой [65] описана методика, при которой датчики можно устанавливать только на специальную форму поверхности, а не на ту, которая требуется для моделирования данной задачи. Кроме того, сами датчики имеют достаточно большие размеры и, следовательно, искажают измеряемые характеристики волн; последний недостаток присущ и работе Дж. Ф. Иванса [47]. В его работе, кроме того, используются датчики сдвиговых колебаний из керамики титаната бария, которые, как известно, малочувствительны.

Перечисленные недостатки в существующей методике моделирования поперечных волн на ультразвуке послужили толчком к дальнейшему ее усовершенствованию.

При сейсмическом моделировании поперечные волны в полосе частот, используемых в настоящее время (от десятков до сотен килогерц), могут распространяться только в твердых средах. Хорошо разрешенную волновую картину принципиально можно по-

лучить за счет увеличения геометрических размеров моделей. По практически это неудобно, так как трудно изготовить модели больших размеров с заданным распределением физических свойств. Кроме того, такие модели крайне неудобны в работе. Поэтому мы вынуждены выполнять исследования на моделях небольших размеров. Если учесть также и то обстоятельство, что поперечные волны регистрируются после продольных, то от аппаратуры приходится требовать более высокую разрешающую способность (малую длительность рабочего импульса), которая в настоящее время определяется главным образом свойствами датчиков. Требуемую длительность рабочего импульса можно получить надлежащим выбором собственных частот датчиков и введением затухания собственных колебаний. Большой интерес представляют возбуждение и регистрация горизонтально поляризованных поперечных волн и изучение изменения их поляризации в разных средах [87]. Для этих целей необходим датчик, обладающий «острой» направленностью. Для получения правильного представления о поляризации волны желательно, чтобы приемник идентично регистрировал все три компонента смещения. Чтобы изучать динамические характеристики волны (поляризацию, амплитуду и т. д.), крайне важно обеспечить стабильность условий на контакте датчика со средой. Такой контакт со средой легче осуществить для точечного датчика.

Наиболее подходящим датчиком, оптимально удовлетворяющим поставленным требованиям, является, по нашему мнению, датчик, сконструированный на основе биморфного пьезоэлемента [15, 119]. Биморфный пьезоэлемент удовлетворяет почти всем указанным выше требованиям.

В объемном пьезокристалле трудно создать достаточно «острую» диаграмму направленности (например, по смещениям) вследствие наличия многих видов колебаний, присущих такому пьезокристаллу. Что же касается биморфного пьезоэлемента, то он обладает одним видом колебаний — изгибным. Это обстоятельство облегчает создание «острой» диаграммы направленности.

Пусть на незакрепленный конец биморфа (рис. 6) действует сила W под углом α к нормали большой грани биморфа. Такие условия действия силы характерны для сейсмо моделирования.

Электрическое напряжение, снимаемое с биморфа, будет [102] пропорционально смещению δ_1 незакрепленного конца от действия силы

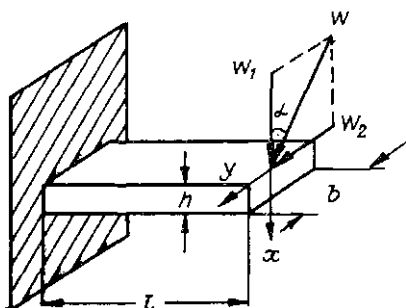


Рис. 6. К выводу формулы для диаграммы направленности.

l — длина пластины, h — толщина пластины, b — ширина пластины.

$$W_1 = W \cos \alpha;$$

$$\delta_1 = \frac{4Wl^3}{bh^3} \cos \alpha,$$

где l , b , h — размеры пластинки (см. рис. 6).

Соответственно для смещения δ_2 под действием сил $W_2 = W \sin \alpha$ получим

$$\delta_2 = \frac{4Wl^3}{b^3h} \sin \alpha.$$

Таким образом, вторая составляющая δ_2 в $\left(\frac{b}{h}\right)^2$ раз меньше смещения δ_1 , так как b всегда больше h . Кроме того, действие силы W_2 дополнительно ослабится за счет того, что электрические заряды, возникшие на малых гранях биморфа, будут одного знака [49]. Поэтому результирующая диаграмма направленности биморфа будет определяться формулой (1).

Итак, биморфный элемент обладает необходимой направленностью для определения физической величины, например смещения (направление силы совпадает с направлением смещения). При этом диаграмма направленности отлична от сферы, и ее вид определяется косинусоидальным законом. Указанные обстоятельства дают возможность выполнить первое наше требование.

Что касается второго и третьего указанных выше требований, то их одновременно легче выполнить при использовании биморфного элемента, так как чувствительность последнего при прочих равных условиях значительно больше чувствительности объемного пьезоэлемента [49]. Это позволяет легко осуществить «точечность» датчиков уменьшением площади соприкосновения датчика с моделью.

Подбор необходимой частотной характеристики датчиков с биморфными элементами можно осуществить выбором одинаковых основных частот датчиков с последующим применением гашения собственных процессов приемника. Основные частоты датчиков выбирают, исходя из того, что биморфный пьезоэлемент можно рассматривать как балку. При условии, что основные частоты кристаллодержателей лежат вне рабочей области частот, для пьезодатчика, у которого использован биморфный элемент с закрепленным одним концом, собственная основная частота может быть определена по формуле [107]:

$$f = 0,162 \frac{hV}{l^2},$$

где V — скорость распространения упругих продольных колебаний в материале пластины биморфа.

Гашение собственных колебаний биморфа легко достигается, в то время как для объемных пьезоэлементов это практически невозможно сделать без снижения чувствительности датчика. Если выполнить требование о точечности датчика и учесть направленность биморфа, то по типу источника биморф эквивалентен сосре-

доточенной силе, ориентированной по желанию экспериментатора любым образом в пространстве. При изучении поперечных волн биморф необходимо ориентировать так, чтобы ось максимальной чувствительности была перпендикулярна профилю наблюдений и падала на «дневной» поверхности. В этом случае биморфный излучатель будет эквивалентен сосредоточенной касательной силе.

Для обеспечения необходимой разрешающей способности производилось демпфирование приемника и источника с помощью небольшого количества пластилина в качестве вязкой среды. Кроме того, использование фильтрации в регистрирующей аппаратуре позволяет улучшить разрешенность записи и получать волновые импульсы простой формы [22].

В качестве пьезоматериалов при изготовлении биморфных датчиков использовались пьезокерамика ЦТС-19 и биморфные элементы ПЭК-55. Эти пьезоматериалы обладают достаточной механической прочностью, более стойки к изменению температуры и влажности, но обладают меньшей чувствительностью по сравнению с сегнетовой солью. Кроме биморфных датчиков использовались также и пьезодатчики пористого типа из сегнетовой соли. Они применялись в качестве источников колебаний продольных волн.

Сравнение общей чувствительности датчиков, выпускаемых серийно промышленностью (сегнетовая соль, X-срез 45° , монокристалл), с изготовленными биморфными датчиками из сегнетовой соли показало, что, несмотря на большую чувствительность биморфа по сравнению с монокристаллами, последние оказались все же примерно в 10 раз чувствительнее биморфных датчиков. Объяснить это можно, по-видимому, только тем, что площадь соприкосновения биморфных датчиков с моделью значительно меньше, чем площадь соприкосновения серийных датчиков. Тем не менее чувствительность оказалась достаточной для проведения экспериментов на не слишком больших по размерам моделях.

Диаграмма направленности излучателя с применением биморфа из сегнетовой соли представлена на рис. 7. Эта диаграмма найдена по обычной методике и лежит в плоскости, перпендикулярной оси биморфа. Степень совпадения этой диаграммы с теоретической, определяемой по формуле (1), можно считать удовлетворительной.

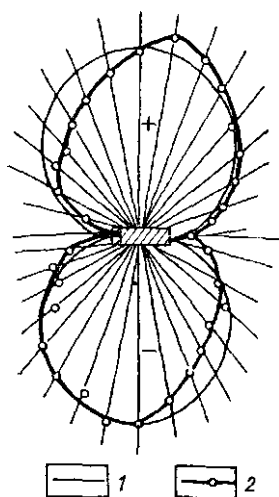


Рис. 7. Диаграмма направленности излучателя
1 — теоретические данные, 2 — экспериментальные значения.

Диаграмма направленности для биморфного приемника совпала с диаграммой направленности для излучателя.

Таким образом, использование в качестве источника и приемника датчиков, действующих по принципу направленной силы, позволяет получать продольные и поперечные волны, при изменении их ориентации в пространстве относительно друг друга и линии наблюдения. Следовательно, имеется возможность использовать характеристики направленности датчиков для возбуждения и регистрации продольных и поперечных волн. В сейсморазведке аналогичные приемы возбуждения и регистрации P - и S -волн получили название $x - x$ -, $y - y$ -, $z - z$ -схем наблюдений [86]. Применение таких схем в моделировании позволяет осуществить подобие не только по моделируемому сейсмическому явлению, но и по способам возбуждения и приема сейсмических колебаний.



Глава III

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ СПОСОБОМ ОБЩЕЙ ГЛУБИННОЙ ТОЧКИ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЗАДАЧАМ РАЗВЕДКИ СЛОЖНО ПОСТРОЕННЫХ СТРУКТУР

Рассмотрим результаты решения прямых задач сейсморазведки сложно построенных сред методами физического моделирования, поскольку теоретически рассчитать полное волновое поле существующими методами не представляется возможным. С помощью физического моделирования решаются прямые задачи и определяются основные закономерности волновых полей в таких средах. Кроме того, обработка данных моделирования на ЭВМ по программам, предназначенным для обработки полевых сейсмических данных, позволяет оценивать эффективность последних и создавать оптимальный граф обработки. Ниже изложены результаты изучения волновых полей на моделях сред солянокупольной тектоники и отложений промежуточного структурного этажа (фундамента) Западно-Сибирской плиты способом общей глубинной точки с обработкой полученной информации на ЭВМ.

§ 1. Моделирование процесса обработки сейсмических данных для сред солянокупольной тектоники

Соленосные отложения широко распространены в разрезе континентальных и океанических элементов земной коры. В большинстве случаев области распространения соленосных пород совпадают

с границами отрицательных структур платформенных и геосинклинальных областей, занимая при этом огромные площади в сотни тысяч квадратных километров (Прикаспийская, Североморская, Примексиканская впадины).

Присутствие в разрезе осадочного чехла впадин соленосных отложений вносит своеобразие в условия образования нефтяных и газовых месторождений и в их геологическое строение. С одной стороны, соль является хорошей крышкой для сохранения залежей в подсолевых отложениях, а с другой — в силу своих пластических свойств, приподнимая или прорывая подсолевые отложения, способствует созданию в них многочисленных ловушек. Для некоторых соляных куполов движение соляного штока было прерывистым, их вершины достигали земной поверхности. В эти моменты перекрывающие отложения приподнимались штоком, а затем подвергались эрозии и срезались. Позднее поверхность размыва перекрывалась более молодыми формациями до возобновления роста куполов. В результате возникали зоны выклинивания песчаников, многие из которых являются потенциальными ловушками и могут содержать залежи углеводородов на некотором удалении от соляного ядра. Таким образом, наложение на общетектонические движения локальных перемещений соли намного усложняет строение подсолевого структурного комплекса и в значительной мере затрудняет поиски и разведку нефтегазовых объектов в осадочном чехле солянокупольных областей.

Проблема классификации соляных куполов давно привлекла внимание исследователей-геологов. Первая классификация соляных куполов Прикаспийской впадины была предложена С. И. Мироновым в 1920 г. [72]. В дальнейшем, по мере расширения фронта геологических работ, было внесено большое количество серьезных уточнений и дополнений [10, 82, 61, 118]. Следует отметить, что большинство предложенных классификаций соляных куполов оказалось сложным и достаточно субъективным: в основу их было положено большое количество определяющих признаков, однако не было разработано критериев, по которым можно было определить принадлежность соляных куполов к тому или иному типу данной классификации.

Более общая классификация соляных куполов была разработана Ю. А. Косыгиным [62], который в качестве двух основных классов структур предложил выделять соляные кринтоструктуры и соляные эвдиоструктуры. Основным типом соляных куполов Прикаспийской впадины Ю. А. Косыгин считал закрытые (скрыто-прорванные) купола. Размеры куполов изменяются от десятых долей до сотен квадратных километров (Челкар, до 600 км²), в среднем размеры купола составляют 30—50 км². В плане соляные массивы имеют эллиптическое очертание; соотношение длинной и короткой осей массива 1 : 3—1 : 5. Многие соляные массивы имеют разветвленную форму. Соляные массивы, вершины которых были выведены на поверхность, размыты и перекрыты серией отложений, имеют широкую плоскую вершину.

На соляных куполах наиболее обычной эллиптической формы развиваются две системы сбросов: основная система продольных сбросов и второстепенная — поперечных сбросов. Продольные сбросы отличаются большими амплитудами (до сотен метров) и пологими наклонными сбрасывателями ($50-60^\circ$). Главный продольный сброс делит структуру на поднятое и опущенное крыло и всегда наклонен в сторону опущенного крыла.

Боковые склоны соляных массивов изучены гораздо меньше. Это связано с их сложным строением и достаточными большими глубинами залегания. Ю. А. Косыгин [62] отмечает, что в разрезе соляные купола Прикаспийской впадины имеют, как правило, форму асимметричного конуса с закругленной вершиной, а массивы со срезанной вершиной — форму усеченного конуса. Наклоны боковых поверхностей составляют в среднем $10-15^\circ$ на пологих и $25-80^\circ$ на крутых склонах. Возможно подворачивание склона купола, например купола Макат на глубине 1200—2400 м.

По классификации, разработанной В. С. Журавлевым [37], выделяются два типа куполов с закрытыми соляными массивами. К первому типу относятся купола с неразмытыми (или неразмытыми) в послетриасовое время соляными массивами (рис. 8, а), ко второму — купола с размытыми в послетриасовое время соляными массивами (рис. 8, б, в). Соляные массивы куполов первого типа отчетливо асимметричны, причем их крутые склоны очерчены оконтуривающими сбросами. Примыкающие к крутым склонам соляных массивов падсолевые слои либо полого наклонены к смежным межкупольным депрессиям, либо наклонены к куполам и выполняют сопряженные с ними компенсационные мульд. Купола первого типа распространены преимущественно по окраинам впадины. Все остальные, гораздо более многочисленные, купола с закрытыми соляными массивами относятся ко второму типу — их соляные массивы в отдельные этапы послетриасового времени частично выходили на дневную поверхность и были эродированы.

Строение зоны контакта соляного купола с вмещающими породами представлено на схематическом разрезе типичного соляного купола в провинции Галф-Кост (рис. 9, а). Солевое ядро

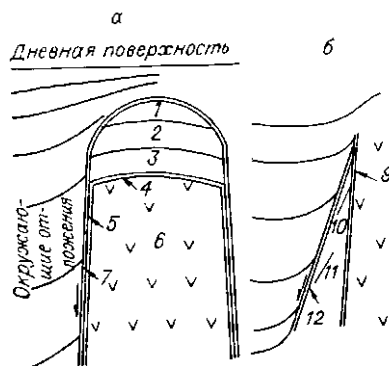


Рис. 9. Схематический разрез типичного соляного купола в провинции Галф-Кост.

а — составные части купола: 1 — известковый кепок; 2 — гипсовый кепок; 3 — ангидритовый кепок; 4 — ангидритовый песчаник; 5 — ангидритовая оболочка; 6 — соль с 5—10% рассеяния кристаллов ангидрита; 7 — глина трения на поверхности разрыва между породами купола и глинистыми отложениями; б — строение пород, облекающих купол: 8 — соль; 9 — глина трения; 10 — зона обрушения глинистых пород; 11 — облекающие глинистые породы; 12 — глина трения на новой поверхности разрыва.

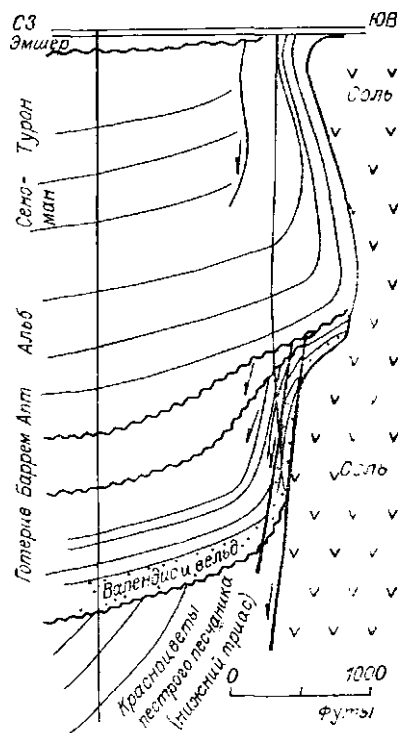
Рис. 10. Разрез через краевую часть соляного купола Бройнштедт (British intelligence objectives subcommittee, report 1014, opp, p. 11).

облекается одним или несколькими слоями глинистых сланцев, глип трения или ангидрита в зависимости от числа сбросов, параллельных поверхности ядра. Соотношение облекающих слоев с отдельными частями соляного купола показано на рис. 9, б. На детальном разрезе через периферийческую часть соляного штока Бройнштедт, расположенного в 11 милях к юго-западу от Брауншвейга (ФРГ), можно видеть облекания, которые часто наблюдаются вдоль периферии соляных штоков (рис. 10). Следует отметить, что вмещающие породы на контакте с соляным куполом находятся в состоянии сильного сжатия, поэтому возникают проблемы при бурении скважин в связи с так называемыми «обваливающимися глинистыми породами», которые находятся под высоким давлением и сжимают стенки скважин или вызывают обвалы, приводя к авариям. Такие свойства глинистых пород определяются исключительно высокими давлениями, возникающими вследствие сжатия и полного защемления сбросовых блоков, заключающих эти породы, по периферии интродуцированных соляных масс.

Слоистое строение солевой толщи в шахтах изучал Balk [120]. Установлено, что у краев соляного купола слои занимают вертикальное положение, а во внутренних его участках они смяты в складки.

На многих соляных куполах окружающие купол слои утончаются по направлению к соляному ядру. Это, возможно, связано с уменьшением количества осадочного материала по мере роста купола, эрозией и выжиманием более легких пород каменной солью. Примером полного выклинивания вышележащих формаций над куполом может служить купол Искине в Прикаспийской впадине.

Большинство куполов в провинции Галф-Кост и некоторые купола Североморской и Прикаспийской впадин перекрыты отложениями ангидрита, гипса, доломитизированными известняками, называемыми кепроком. На некоторых соляных куполах кепрок



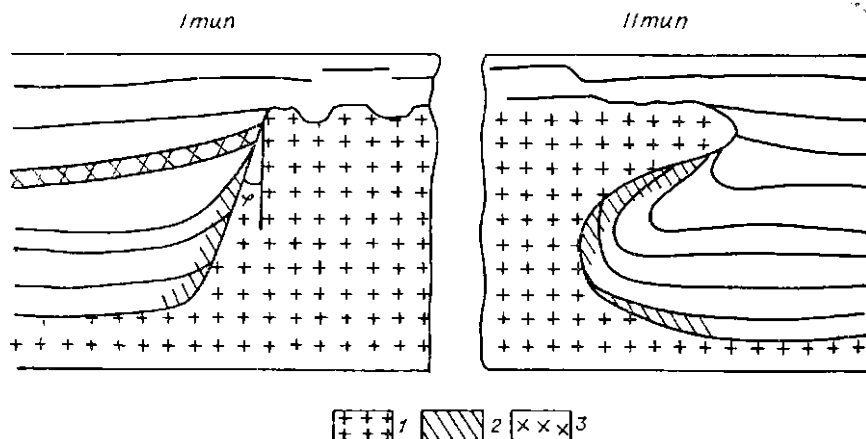


Рис. 11. Типичные модели соляных куполов.

1 — соль, 2 — переходная зона, 3 — экраняющий пласт с повышенной скоростью;
 ϕ — угол наклона склона купола.

и соль образуют нависшие карнизы, иногда с одной или с двух сторон купола. На отдельных куполах карнизы развиты со всех сторон соляного штока. Под этими карнизами песчаные пласты, прилегающие к соляному штоку, часто образуют ловушки, содержащие залежи углеводородов.

Строение подсолевых отложений тесно связывается с перспективами нефтегазоносности солянокупольных областей. В настоящее время имеется весьма малое количество данных о строении подсолевого комплекса, особенно под соляными куполами, ввиду значительных глубин залегания пород этого комплекса. Интересно отметить, что, по данным тектонического моделирования явлений образования соляных куполов [89], отмечается поднятие субстрата (имитирующего подсолевые отложения) под куполом, сводовая часть которого располагается непосредственно под стволом купола или под всплывающей антиклиналью. Учитывая, что всплывающая соль является хорошим экраном, данные поднятия по подсолевым отложениям могут быть перспективными в отношении нефтегазоносности.

Анализ приведенных выше геологических данных дает возможность построить две типичные обобщенные модели соляных куполов. Модели различаются между собой формой склона купола. Первый тип модели соответствует случаю, когда угол наклона прямолинейной (или почти прямолинейной) границы склона купола изменяется от 0 до 90°. Соляной карниз отсутствует (рис. 11). Второй тип модели характеризуется наличием соляного карниза и произвольной формой боковых поверхностей склона купола (прямолинейной или криволинейной).

Как для первого, так и для второго типа модели возможно существование следующих особенностей строения:

- 1) шероховатость границ соли;
- 2) примыкание или облекание вмещающих пород;
- 3) наличие переходной зоны на границе соль — вмещающая среда;
- 4) наличие экранирующего высокоскоростного слоя в надсолевой толще;
- 5) высокие значения пластовых скоростей (в некоторых случаях почти достигающие значений скорости в соли) в слоях, облегающих купол, и наличие горизонтального и вертикального градиентов скорости в этих слоях.

Трудности, возникающие при прослеживании и выделении отражений, связываются со сложной геометрией границ соляной тектоники. Выделение отражений от поверхности соли в значительной мере зависит от того, насколько сильно соль затронута галоклизом. Во многих случаях отдельные части геологического разреза остаются неизученными. Так, почти не прослеживаются крутые участки склонов соляных куполов, особенно при их глубоком залегании; частично прослеживается подсолевая граница и т. д.

В работе О. В. Шаталова [117] приводится решение прямой кинематической задачи для наиболее часто встречающихся моделей солянокупольной тектоники. Показано, что рельеф поверхности соли, а также наличие отдельных высокоскоростных толщ в надсолевых отложениях вызывают затруднения в выделении и прослеживании отражений от поверхности соли и подсолевых отложений. Н. И. Хараз, А. М. Иванчук и др. [113] исследовали влияние соляного тела на форму годографов отраженных волн от подстилающих границ. ими установлено, что причиной неуверенного прослеживания подсолевых границ является существенное влияние солевого потока на распространение волн, отраженных от нижележащих границ, приводящее к искажению результатов обработки. Годографы ОГТ за счет влияния поверхности соли имеют сложную форму. Резкое изменение V_{zf} , определенное по годографам ОГТ, не позволяет использовать их ни для изучения скоростного разреза, ни для установления природы сейсмических волн.

Очевидно, что изучение этих особенностей строения куполов сейсмическими методами расширит существующие представления о распределении характеристик волнового поля в моделях данного типа и будет способствовать созданию новых, более совершенных, приемов интерпретации сейсмических данных.

Волновые поля, получаемые на обобщенных моделях соляных куполов (см. рис. 11), имеют достаточно сложный вид. В настоящем параграфе приводятся результаты физического (сейсмического) моделирования для упрощенных моделей соляного купола. Такое поэлементное изучение волновых полей позволяет более детально исследовать волновое поле от каждого из элементов и оценить их вклад в суммарное волновое поле.

Влияние наклонной поверхности склона соляного купола на прослеживание подсолевых отражений. Влияние сложной поверхности соли на прослеживание подсолевой границы изучалось на моделях, изготовленных из оргстекла и дюралюминия (упругие параметры применяемых материалов: дюралюминий — $V_p = 5300$ м/с, $\rho = 2,77$ г/см³, оргстекло — $V_p = 2290$ м/с, $\rho = 1,2$ г/см³).

В данной работе исследовались склоны куполов с углами наклона 30, 45, 60°. Форма и размеры модели представлены на рис. 12. Нижний край модели имитировал горизонтально залегающую подсолевую отражающую границу. Правомерность замены подсолевой отражающей границы поверхностью, свободной от напряжений, следует из того, что коэффициенты отражения в интервале углов 0—20°, соответствующем эксперименту, для обеих границ ведут себя сходным образом: убывают на 20—30%.

Участок исследования расположен на модели между пикетами 0—120. Наблюдения проводились по системе многократного профилирования таким образом, чтобы в дальнейшем полученный материал можно было обработать по методике ОИТ (рис. 13). Расстояние между источниками на профиле составляло 4 см, шаг между приемниками 2 см, максимальная длина расстановки 94 см, число приемников на одиночных профилях изменялось от 23 до 47 по мере перемещения источника по профилю, что связано с ограниченностью линейных размеров модели. В то же время обработка по методу ОИТ предусматривает одинаковое число трасс, равное 48 на каждом профиле, поэтому недостающие трассы заменялись пулевыми. Таким образом, кратность суммирования на различных участках профиля будет изменяться от 6 до 12. Так как основной задачей исследования являлось изучение «подсолевой» границы, то на некоторых профилях не регистрировалась волна, отраженная от кровли купола, ввиду ограниченности диапазона временной регистрации. Исследования проводились на продольных отраженных волнах. Преобладающая частота отраженных сигналов составляла 40 кГц.

Характеристика волновой картины по данным профильных наблюдений. Поскольку расстояние до подсолевой отражающей границы оставалось постоянным, а изменялся только угол наклона склона купола, представляется целесообразным проводить анализ волновой картины по участкам модели (см. рис. 12), характеризующимся различным строе-

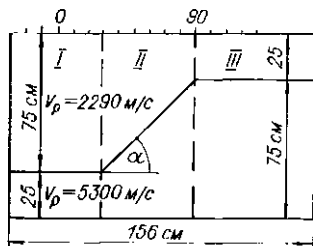


Рис. 12. Модели куполов с различными углами склона. I—III — участки различного строения.

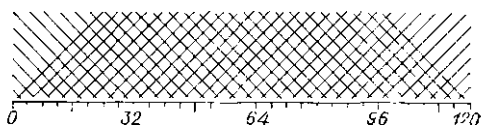


Рис. 13. Система наблюдений.

нием купола; I участок — область погружения соли; II участок — склон соляного купола; III участок — поднятая часть поверхности соли.

Анализ волновой картины проводился в основном для волны P_2 , отраженной от подсолевой границы.

Поведение годографов и амплитуд волны P_2 над погруженной и поднятой частями поверхности соли (участки I и III) на рассматриваемых удалениях от источника характерно для двухслойной среды с горизонтальными границами раздела.

При расположении источника или приемника над склоном (участок II) записи волн становятся более сложными. Годографы как волны P_1 , отраженной от кровли соли, так и подсолевой отраженной волны P_2 состоят из двух пересекающихся ветвей (рис. 14). Пересечение ветвей годографа волны P_1 прослеживается хорошо; для волны P_2 характерно искривление оси синфазности, причем из-за интерференции отдельные ветви годографа волны P_2 на сейсмограмме не выделяются.

Для модели с углами наклона склона купола $\alpha = 45^\circ$ ветви годографа волны P_2 разделяются (рис. 15). Особенно сложная волновая картина становится при расположении источника вблизи нижней угловой точки, например когда источник находится на ПК 64 (рис. 16), а угловая точка — под ПК 65. Над опущенным участком поверхности соли, т. е. на ПК 40—62, согласно расче-

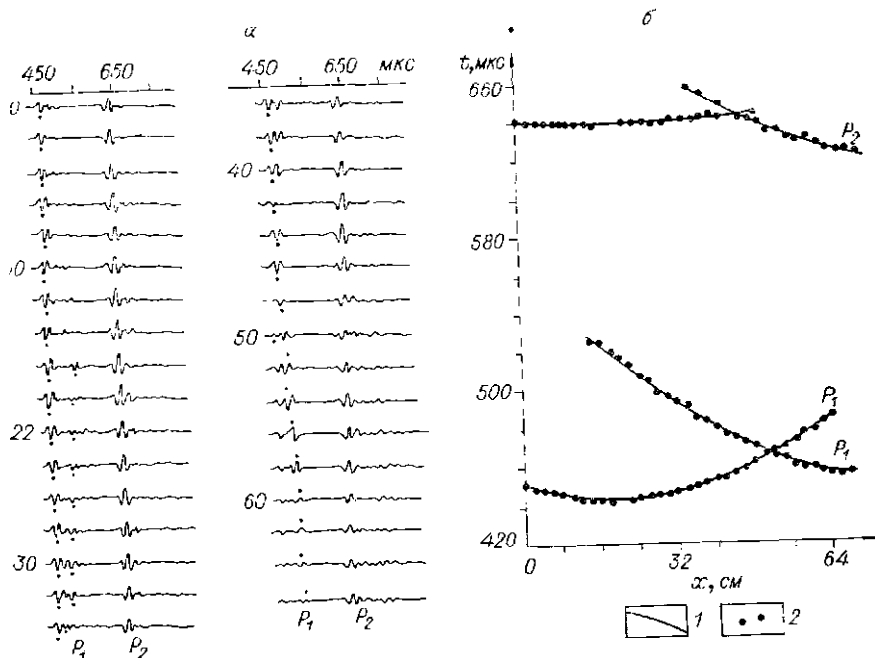


Рис. 14. Сейсмограмма (а) и годографы отраженных волн (б) для области склона соляного купола.

1 — теоретические годографы, 2 — экспериментальные годографы.

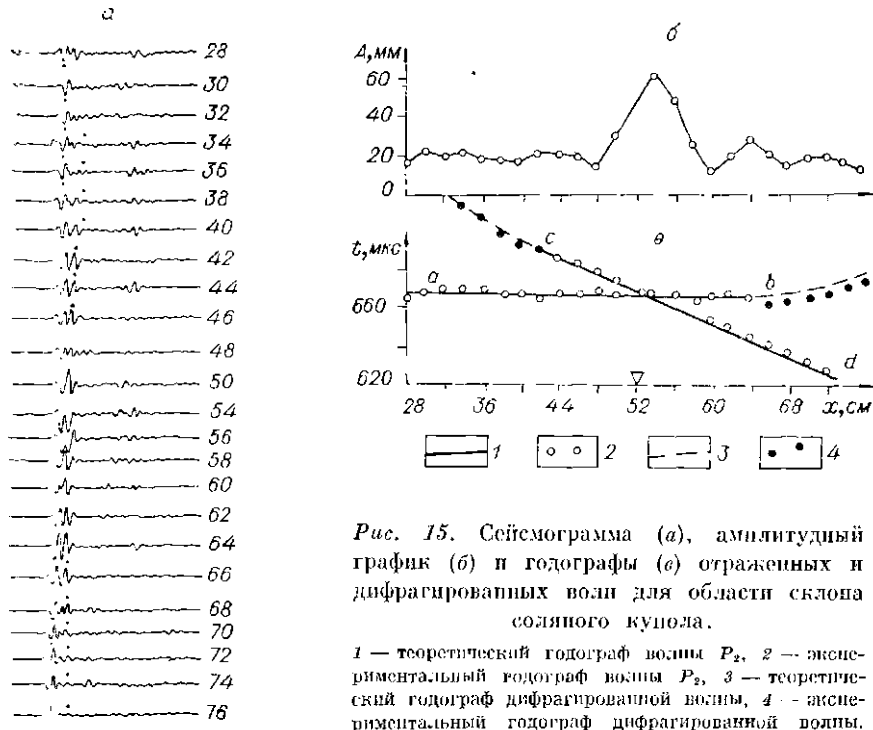


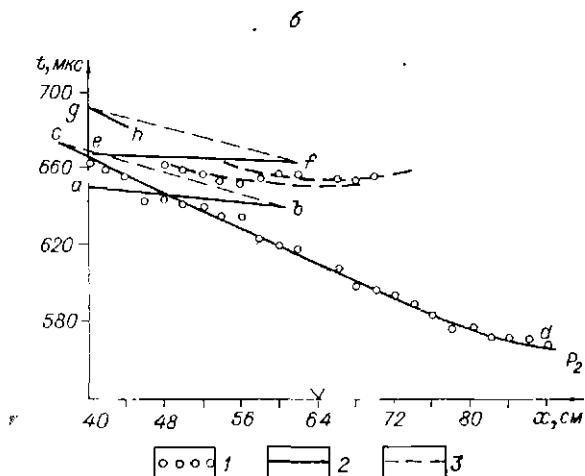
Рис. 15. Сейсмограмма (а), амплитудный график (б) и годографы (в) отраженных и дифрагированных волн для области склона соляного купола.

1 — теоретический годограф волны P_2 , 2 — экспериментальный годограф волны P_2 , 3 — теоретический годограф дифрагированной волны, 4 — экспериментальный годограф дифрагированной волны.

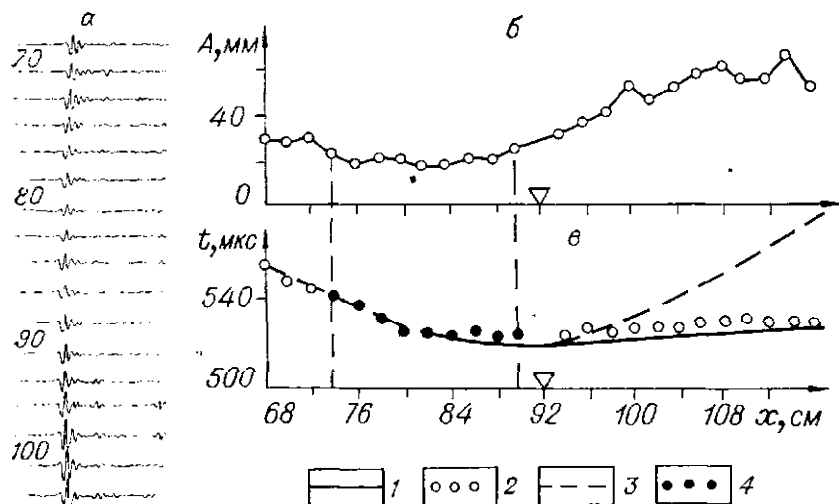
там, должны наблюдаться четыре ветви годографа. Ветви ab и cd , как было описано выше, соответствуют прохождению падающих лучей волны P_2 через наклонную часть границы соли, а отраженных лучей — через горизонтальный (ветвь ab) и наклонный (ветвь cd) участки границы соли. Ветви годографа ef и gh связаны с преломлением падающих лучей волны P_2 на горизонтальном участке (ветвь ef) и на наклонном (ветвь gh). Разрывы годографа между точками a и d , а также g и f объясняются падением отраженного луча волны P_2 в угловую точку, в которой скачком меняется направление нормали к границе.

Волновая картина еще более осложняется дифрагированной волной с минимумом годографа на ПК 65, образующейся при падении подсолевой отраженной волны в угловую область. На сейсмограмме (рис. 17) в области левее источника (ПК 40—64) не все указанные волны разделены во времени, запись имеет интерференционный характер.

При расположении источника над областью склона соли (точнее — над верхней угловой точкой и левее ее) все лучи, падающие из источника на наклонную границу соли, не преломляются на этой границе, так как углы падения превышают критический. На сейсмограммах в этих случаях наблюдается подсолевая отра-



1 — экспериментальные годографы, 2 — теоретический годограф волны P_2 , 3 — теоретический годограф дифрагированной волны



1 — теоретический голограф волны P_2 , 2 — экспериментальный голограф P_2 , 3 — теоретический голограф диффракционной волны, 4 — экспериментальный голограф диффракционной волны

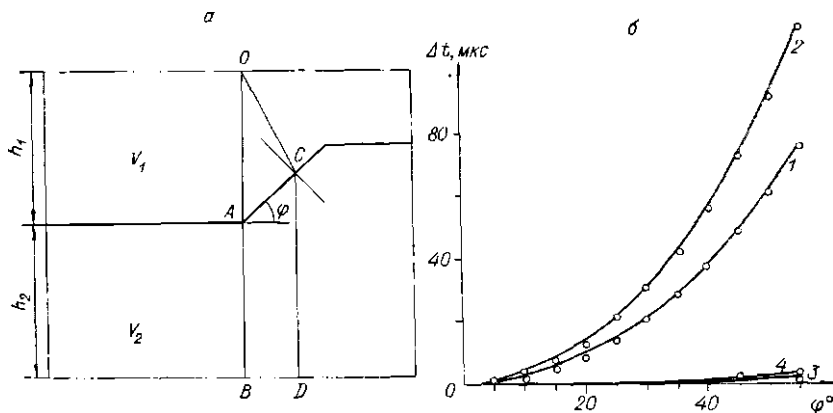


Рис. 18. Ход лучей (а) и зависимость скачка времени Δt от параметров φ , n , k (б) для подсолевой отраженной волны.

1 — $n = 0,432$, $k = 0,5$, 2 — $n = 0,432$, $k = 0,25$; 3 — $n = 0,9$, $k = 0,5$, 4 — $n = 0,9$, $k = 0,25$.

женная волна P_2 , обязанная своим происхождением дифракции в зоне геометрической тени, образуемой при падении луча из источника на верхнюю угловую точку границы. Годограф волны P_2 имеет минимум над верхней угловой точкой границы и асимметричен относительно этой точки вследствие прохождения отраженных лучей через различные части границы соли.

Когда источник располагается над поднятой частью поверхности соли вблизи верхней угловой точки (например, на ПК 92; см. рис. 17), на годографе подсолевой отраженной волны P_2 появляется область геометрической тени, связанная, как и в случае нижней угловой точки, с изменением направления нормали к границе в угловой точке. Если в случае нижней угловой точки зона геометрической тени находилась не в первых вступлениях, то зона геометрической тени приходится на первые вступления, вследствие чего дифрагированная волна выделяется наилучшим образом: ПК 74—90 (см. рис. 17). На сейсмограммах зона существования дифрагированной волны отмечается пониженными значениями амплитуды колебаний.

Скачок времени подсолевого отражения. Сравнивая значения времени подсолевого отражения вдоль профиля, можно видеть, что вблизи нижней угловой точки поверхности соли наблюдается скачок во времени. Это явление хорошо отражается на временных разрезах ОПШ и объясняется следующим.

Рассмотрим точку O , расположенную над нижней угловой точкой A поверхности соли (рис. 18, а). Ей соответствуют два нормальных луча OAB и OSD , при этом луч OAB преломляется на нижнем горизонтальном участке поверхности соли, а луч OSD — на наклонной поверхности соли. Разница времен пробега

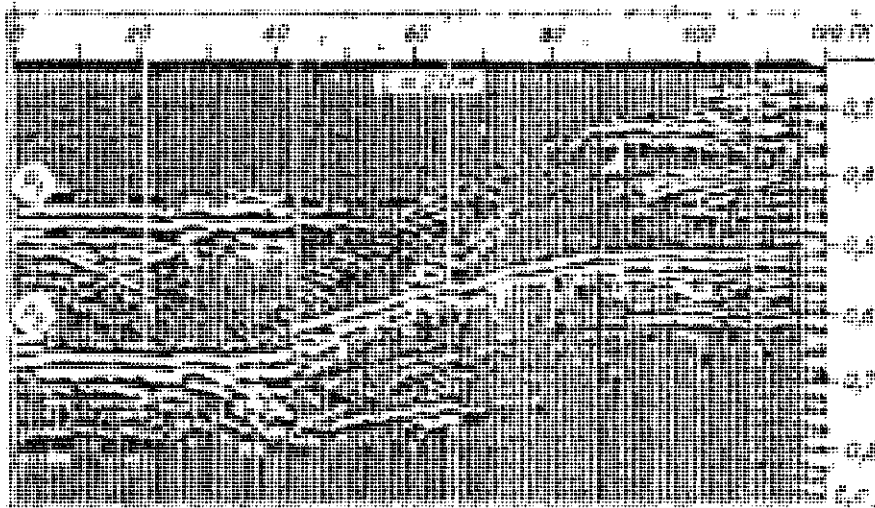


Рис. 20. Временной разрез ОНП.

Временные разрез ОНП. На рис. 20 приведен временной разрез ОНП для значений базы источник — приемник $l = 20$ м при левом положении приемника. В начале профиля на всех разрезах прослеживаются отражения от поверхности соли и подсолевой границы. Отражения от опущенного горизонтального участка поверхности соли P_1 прослеживаются в интервале ПК 0—50 и соответствуют временам $t = 0,45$ с. В начале профиля наблюдается волна — помеха П, отраженная от кровли модели, прослеживающаяся в интервале от ПК 9 ($t = 0,5$ с) до ПК 23 ($t = 0,57$ с).

Отражения от наклонного участка поверхности соли наблюдаются в интервале от ПК 8 ($t = 0,6$ с) до ПК 42 ($t = 0,48$ с).

Отражение от подсолевой границы хорошо прослеживается по всему профилю и соответствует временам от $t = 0,64$ с до $t = 0,5$ с. При переходе от опущенного горизонтального участка поверхности соли к наклонному наблюдается скачок отражения по времени от подсолевой границы (ПК 43—40 для $l = 20$ м), обусловленный наклоном выше лежащей границы. При больших l наблюдается смещение скачка влево по профилю по сравнению с $l = 20$ м, что связано с увеличением базы ОНП.

Суммарные временные разрез. На рис. 21 приведены суммарные временные разрез ($\Sigma 6$, $\Sigma 12$), полученные при суммировании по ближайшим каналам. Уверенно прослеживаются оба горизонта — поверхность соли и подсолевая граница. Отражение от горизонтального и наклонного участков поверхности соли образуют пересечения на временных разрезах. Как и на разрезах ОНП, в начальной части профиля, ПК 0—40, прослеживается помеха (ПК 10, $t = 0,5$ с; ПК 35, $t = 0,6$ с.).

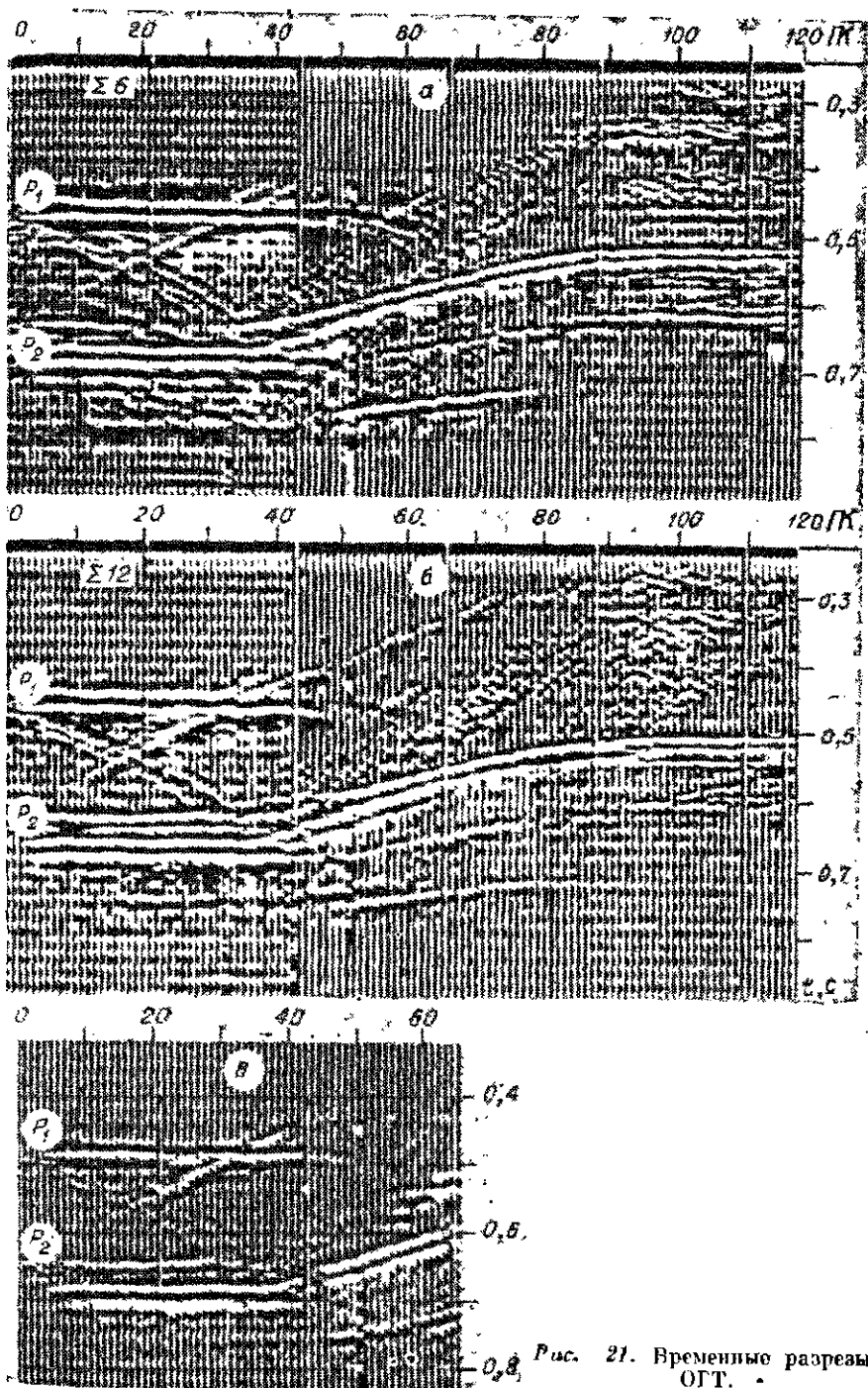


Рис. 21. Временные разрезы ОГТ.

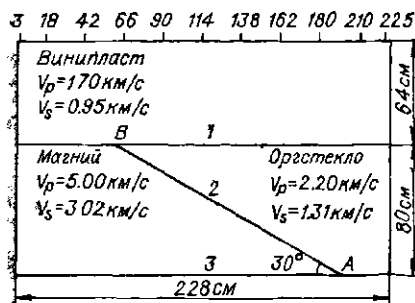


Рис. 22. Схема модели.
1, 2, 3 — границы раздела, А, В — угловые точки.

Отражение от подсолевой границы на временных разрезах прослеживается по всему профилю. Волновая картина на участке (ИП 0 — 45), характеризуется многофазной записью, особенно это заметно на временном разрезе $\Sigma 12$.

Многофазность записи вызвана теми же причинами, что и скачок времени подсолевого отражения на временных разрезах ОНП. Времена прихода волны, отраженной от подсолевой границы, скачкообразно уменьшаются при переходе от пикетов источника, расположенных над опущенной границей соли, к пикетам источника над наклонным участком границы соли. Поскольку суммирование методом ОГТ идет с учетом всех пунктов взрыва, а подсолевые отражения при положении источника слева и справа от точки излома верхней границы регистрируются на равных временах, то это и приводит к многофазности записи.

Об отображении наклонных границ на временных разрезах при фланговых системах наблюдений. При проведении полевых сейсмических наблюдений в средах с наклонными отражающими границами, в частности при прослеживании склонов соляных куполов, в некоторых случаях наблюдаются различия в волновых картинах на временных разрезах при фланговых системах наблюдений. Для решения данного вопроса были проведены экспериментальные исследования на двухмерной модели по прямой и встречной системам наблюдений. Схема модели и упругие параметры материалов, из которых она изготавливалась, приведены на рис. 22. Кроме этого, на данной модели исследовалось влияние дифрагированных волн, возникающих на границе 1, на прослеживание полезных отраженных волн. Дифрагированные волны на этой границе образовались в точках, где не было жесткого контакта между двумя склеиваемыми материалами. Наблюдения проводились на продольных отраженных волнах, преобладающая частота колебаний составляла около 45 кГц, расстояние между источниками и приемниками по профилю 3 см, вынос $X_{\min} = 6$ см, максимальная длина расстановки $X_{\max} = 72$ см. Число точек наблюдения при одном пункте взрыва 24. Такая система обеспечивает 12-кратное суммирование по общей глубинной точке. Первичный материал регистрировался на перфоленду и вводился в ЭВМ. Обработка данных производилась по обрабатывающему комплексу СЦ ОГТ-1.

Результаты моделирования представлены в виде суммарных временных разрезов ($\Sigma 12$) (рис. 23). Как следует из рисунка, все

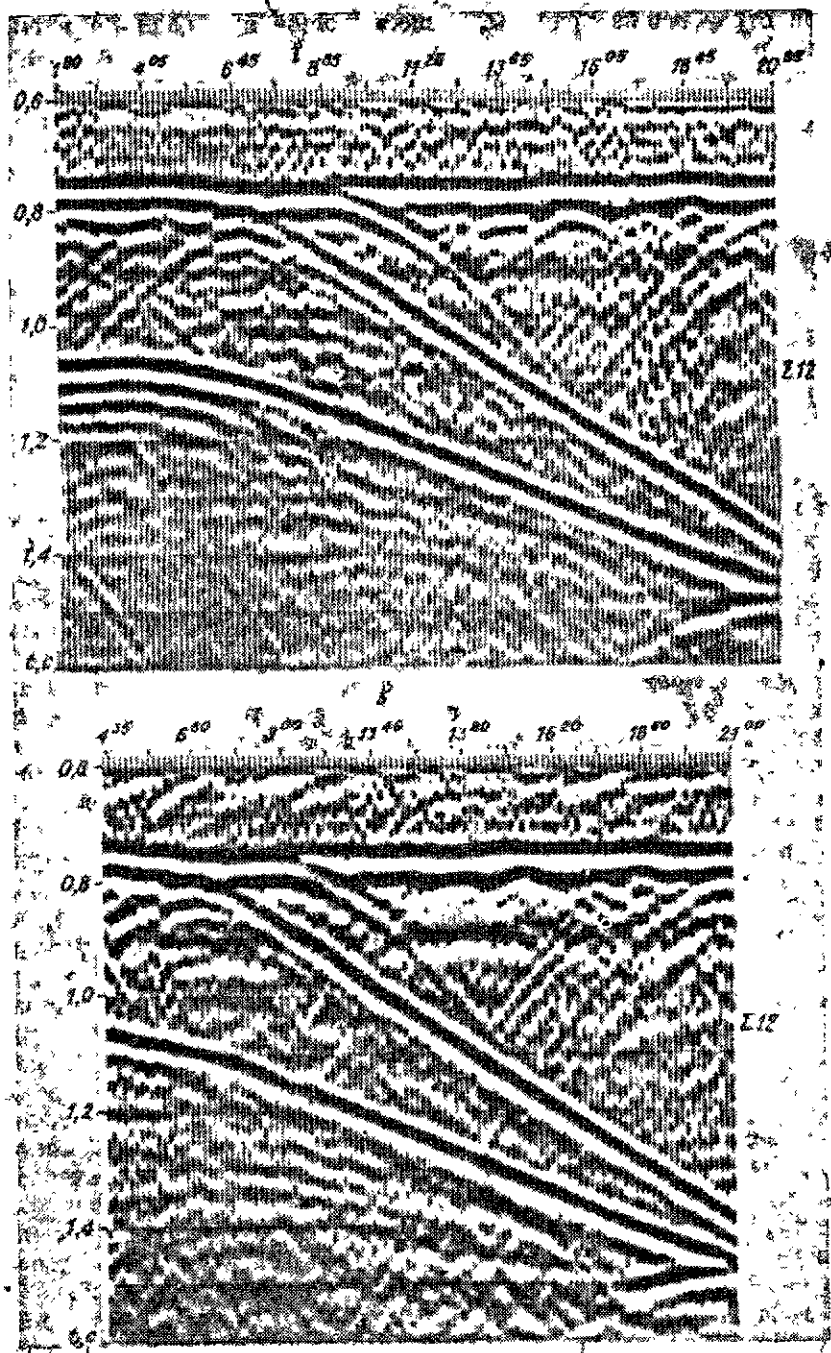


Рис. 23. Временные разрезы, полученные при различных фланговых системах наблюдений.

а — правофланговая система; б — левофланговая система.

три отражающие границы, существующие в модели на временных разрезах, отображаются уверенно. Кроме отраженных волн на временных разрезах присутствуют дифрагированные волны, возникающие в областях клина и на неоднородностях модели, вызванных отсутствием в области склейки жесткого контакта. Укажем основные особенности прослеживания отраженных волн, связанных с основными границами раздела.

Отмечается резкое искривление оси синфазности t_2 на нижней отражающей границе 2, что обусловлено большим перепадом скоростей между магнитом и оргстеклом. В точке пересечения границы 2 с границей 3 (см. рис. 22, точка А) уверенно выделяется дифрагированная волна D_2 . Наклонная граница 2 хорошо выделяется на временных разрезах. В верхней угловой точке (рис. 22, точка В) возникает дифрагированная волна D_0 , левая ветвь которой отчетливо прослеживается от ПК 6,5 до 4,0. В сторону увеличения пикетов от ПК 6,5 дифрагированная волна не прослеживается вследствие ее малой интенсивности по сравнению с интенсивностью отражений от границы 2. Отраженная волна от промежуточной горизонтальной границы 1 прослеживается хорошо. Заметим, что в области интерференции отраженной волны от границы 1 и дифрагированных волн возникают «ступенчатые» искажения оси синфазности, которые на полевых материалах часто оказываются с наличием разрывных нарушений на границе 1.

Дифрагированные волны на границе 1, вызванные нарушением жесткого контакта между слоями, имеют различную интенсивность, иногда соизмеримую с интенсивностью полезных волн. Например, дифрагированная волна D_1 прослеживается на временном разрезе до времени 1,2 с. Дифрагированная волна, образовавшаяся на ПК 15,0, имеет меньшую интенсивность. Интерференция дифрагированных волн с отраженной создает некоторую «ступенчатость» горизонтальной отражающей границы. На временных разрезах, полученных по данным полевых наблюдений, такую «ступенчатость» горизонтальной отражающей границы иногда устраняют подбором статистики. Это в свою очередь может привести к ухудшению прослеживания нижележащих границ.

Как видно из приведенных временных разрезов, визуального различия между прямой и встречной системами наблюдений нет. Для более корректного сравнения этих двух временных разрезов было проведено определение отношения сигнал/шум для волн, отраженных от границ 2 и 3. Результаты этих сравнений приведены на рис. 24. Итак, прямая и встречная системы в энергетическом отношении различаются между собой. Это связано с тем, что регулярные волны-помехи при различных фланговых системах наблюдений отличаются по интенсивностям и скоростям и оказывают различное влияние на прослеживание полезного сигнала.

В заключение следует отметить, что в данном эксперименте исследовалась модель с большим скоростным перепадом на границе 2 ($V_{p2}/V_{p3} \sim 2$). При менее контрастных моделях влияние помех (дифрагированных, боковых и т. д.) будет более сильным

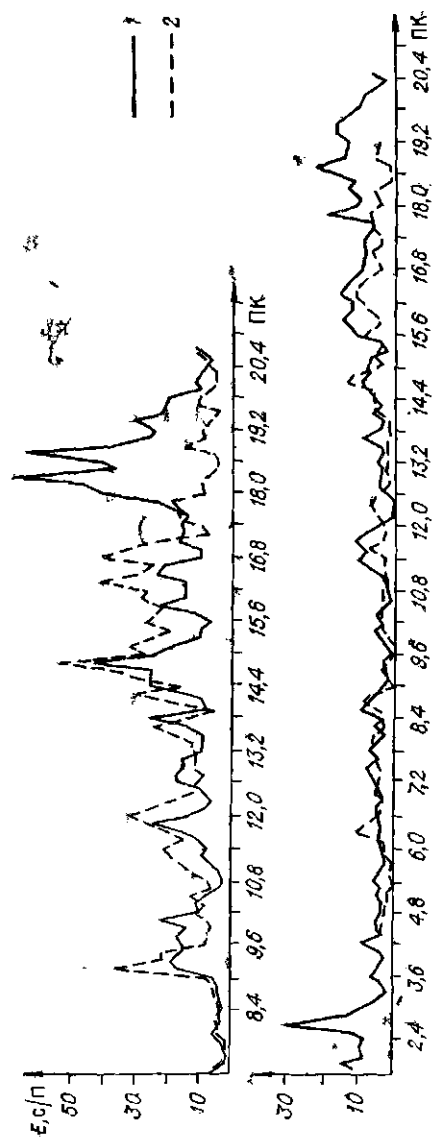


Рис. 24. Отношение сигнал/помеха для различных систем наблюдений.
1 — левая каналная система, 2 — правая каналная система.

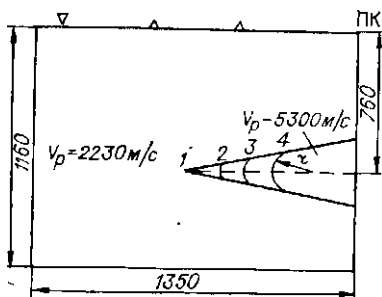


Рис. 25. Схема моделей соляного купола.

1 — $r = 0$; 2 — $r = 35$ мм; 3 — $r = 70$ мм; 4 — $r = 87,5$ мм; r — радиус закругления карниза.

Наблюдения проводились по методике многократных перекрытий на продольных отраженных волнах ($\Delta x = 3$ см; $\Delta l = 6$ см; $l = 72$ см). Экспериментальный материал в виде сейсмограмм записывался на перфолепту и вводился в ЭВМ. Дальнейшая его обработка осуществлялась по стандартному обрабатывающему комплексу СП ОГТ-1. Измерения проводились на двухмерных моделях, выполненных из оргстекла (вмещающая среда) и дюралюминия (имитирующего соляной карниз). Соляной карниз был выполнен в форме острого и закругленного (с различными радиусами закругления) клина; модель 1: $r = 0$; модель 2: $r = 35$ мм; модель 3: $r = 70$ мм; модель 4: $r = 87,5$ мм. Геометрические размеры моделей представлены на рис. 25.

Волновая картина для данного класса моделей характеризуется тремя основными отраженными волнами, связанными с имеющимися в модели границами раздела. Отраженная от верхней границы клина волна регистрируется уверенно на всем протяжении участка ее существования. Затем отраженная волна переходит в дифрагированную для модели 1 и в отраженно-дифрагированную от закругления для моделей 2—4. На рис. 26 представлены сейсмограмма и годографы отраженных волн для модели 3 ($r = 70$ мм), характеризующие типичную волновую картину для всех моделей. Интенсивность отраженно-дифрагированной волны зависит от величины радиуса закругления. Для острого клина ($r = 0$) дифрагированная волна прослеживается до пикета 4. По мере увеличения радиуса закругления интенсивность этой волны возрастает, изменяется кривизна ее годографа. Данное отражение на суммарных временных разрезах ($\Sigma 6$) прослеживается на временах 0,18—0,35 с (модели 1, 2); 0,55—0,8 с (модель 4). Суммирование увеличивает интенсивность отраженно-дифрагированной волны и зону ее прослеживания (рис. 27).

Волна, отраженная от нижней границы клина, хорошо прослеживается на временных разрезах ОНП и суммарных разрезах; времена для моделей 1, 2; 0,66 с — для модели 4. Отраженная от

что в конечном счете ухудшит прослеживание границ 2 и 3.

Некоторые результаты исследований на моделях соляных карнизов. Методы изучения тел, имитирующих по форме соляные карнизы (или козырьки), путем математического моделирования в настоящее время еще недостаточно разработаны. Поэтому были проведены экспериментальные исследования на двухмерных моделях с целью изучения отраженных волн от соляного карниза и влияние карниза на прослеживание нижележащих границ.

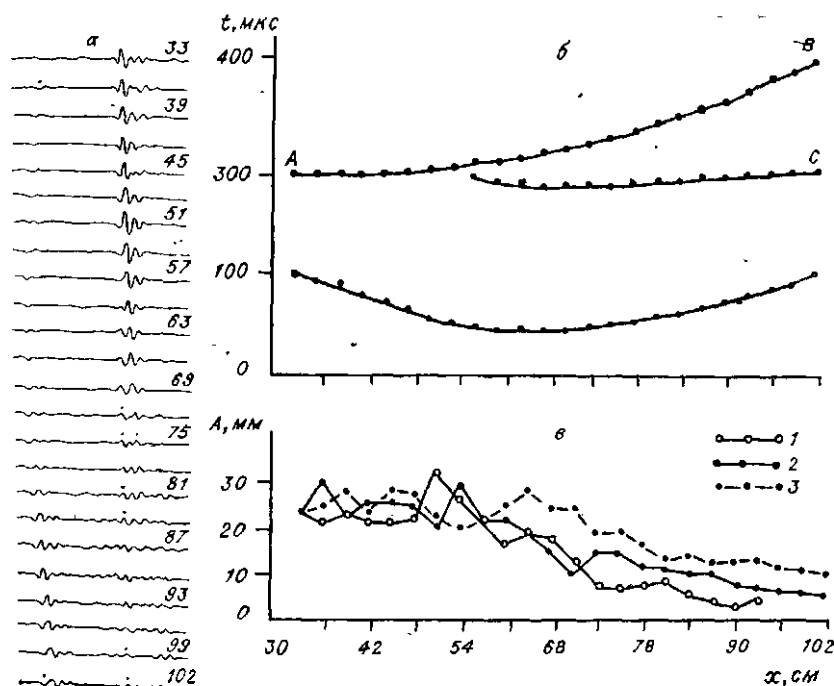


Рис. 26. Сейсмограмма (а), годографы отраженных (б) волн для модели 3 ($r = 70$ мм) и зависимость амплитуды отраженной волны (ветвь годографа АВ) от величины радиуса закругления (в).

1 — $r = 0$; 2 — $r = 35$ мм; 3 — $r = 70$ мм.

пикного края модели волна прослеживается на участке (ПК 0—8) до «экранирования» ее выпележащим клином. Представленная на рис. 26 сейсмограмма иллюстрирует влияние клина на отраженную от нижележащей границы продольную волну. Годограф этой отраженной волны состоит из двух пересекающихся ветвей, форма записи отражения меняется по профилю. Это связано с тем, что восходящие лучи отраженной волны начинают проходить через клин (высокоскоростной по сравнению с вмещающей средой), и, преломляясь, попадают в точку регистрации быстрее лучей, не прошедших через клин. По мере увеличения радиуса закругления клина увеличивается его мощность, что в свою очередь влияет на форму записи колебаний и форму годографа. Амплитудные графики построены для ПК_{исп} 30, ветвь годографа АВ (модели 1—3) показывают, что по мере увеличения радиуса закругления интенсивность отраженной волны уменьшается (см. рис. 26, ПК_{пр} 70—102).

На временных разрезах ($\Sigma 6$) (см. рис. 27) данное отражение прослеживается уверенно на временах от 0,62 до 0,52 с (для моделей 1, 2). Для модели 4 оно фиксируется на времени 1,2 с, затем уменьшается до 0,86 с. На участке под клином время регистрации

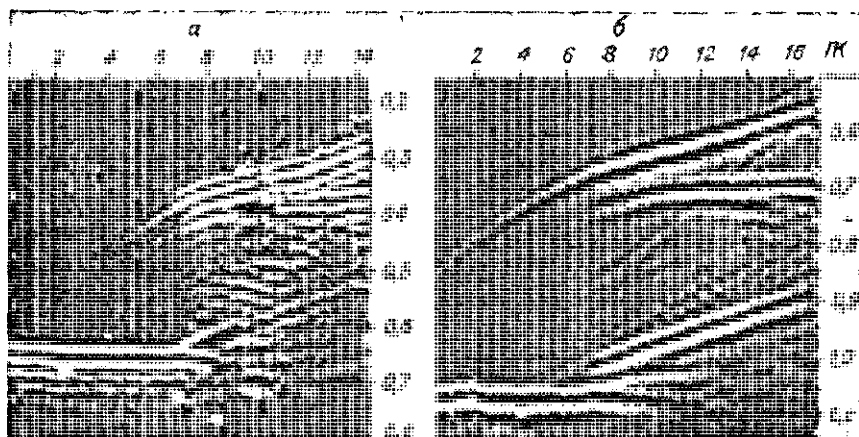


Рис. 27. Суммарные временные разрезы.
а — модель 1, $\tau = 0$, б — модель 4, $\tau = 87,5$ мм,

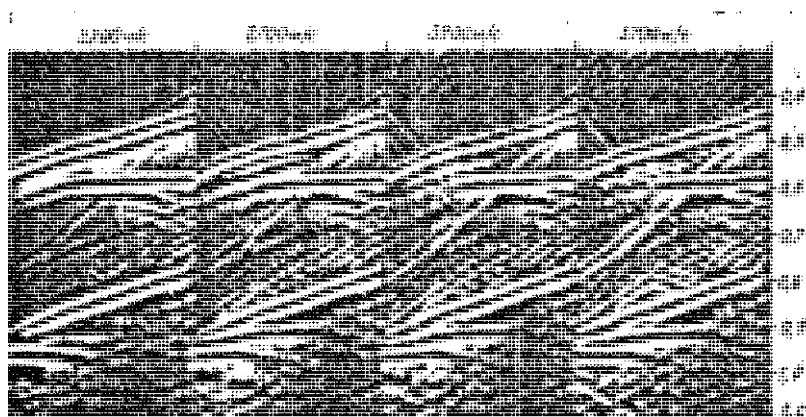


Рис. 28. Временные разрезы, полученные при различных $V_{\text{ОГТ}} = \text{const}$;
модель 4.

отраженной волны уменьшается за счет прохождения лучей через высокоскоростной клин. Временные разрезы, полученные на моделях, показали, что применение стандартного комплекса обработки СЦ ОГТ-1 дает вполне удовлетворительные результаты. Годографы ОГТ для границы, расположенной ниже клина, имеют форму, отличную от гиперболы. Однако в результате суммирования выделяются хорошо выдержанные синфазные оси, соответствующие отражению от этой границы. Суммированию с различными $V_{\text{ОГТ}}$ показывает, что при переборе скоростей возможно выделение пересекающихся осей синфазности, которые соответствуют двум или нескольким ветвям годографа волны, отраженной от границы, расположенной под клином (рис. 28).

Временные разрезы показали возможность выделения отраженных волн от верхней и нижней границ соляного карниза. При мощности соляного карниза порядка 3 — 5λ получаем достаточное разделение отражений от верхней и нижней границ карниза. При полевых сейсмических исследованиях отражения от нижней кромки соляного карниза часто не прослеживаются. Одной из вероятных причин этого явления может быть шероховатость поверхности соли. Если отражения от верхней кромки соли контролируются еще и отражениями от выпележащих горизонтов, то ввиду сложного строения осадочной толщи под соляными карнизами мы не имеем такого контролирующего горизонта и не можем, даже косвенно, указать на наличие нижней границы карниза.

§ 2. Моделирование процесса обработки данных для отложений промежуточного структурного этажа Западно-Сибирской плиты

Перед сейсморазведкой в пределах Западно-Сибирской нефтегазонасыщенной провинции поставлена задача изучить строение отложений промежуточного структурного этажа доюрского фундамента, перспективы нефтегазонасыщенности которого оцениваются достаточно высоко и подтверждены открытием ряда нефтяных и газовых месторождений [108].

Породы фундамента отличаются значительно более высокой дислоцированностью в сравнении с дислоцированностью отложений осадочного чехла. При сейсмическом изучении промежуточного структурного этажа способом ОГТ получают весьма неуверенные данные относительно его строения. Согласно геолого-геофизическим данным [17], основные трудности, которые возникают при проведении сейсмических работ, связываются с малой дифференцированностью физических свойств терригенно-карбонатных отложений палеозоя при высокой резкости отражающих границ в мезозойско-кайнозойском чехле. Кроме того, достаточно большие углы падения палеозойских границ и сложные формы строения структур определяют специфику интерпретации материалов и выполнения структурных построений.

Трудность расшифровки волновых полей для такого типа сред заставляет проводить их изучение на конкретных моделях, отражающих основные особенности строения изучаемой среды [53]. При таких исследованиях важно установить некоторые общие закономерности формирования волновой картины, выделить основные типы волн, указать их природу, выделить совокупность признаков, которые бы позволили определить природу выделенной волны, наметить пути интерпретации волновой картины.

Имеющиеся геологические данные указывают на то, что отложения промежуточного структурного этажа районов Западно-Сибирской плиты характеризуются большой дислоцированностью: углы наклона слоев колеблются в пределах $25-60^\circ$ [53]. Данные акустического каротажа указывают на наличие в этих отложениях достаточно резких границ раздела. Это дает основание представить в первом приближении сейсмическую модель верхней части фундамента в виде моноклиналичного залегания с достаточно сильной скоростной дифференциацией: диапазон изменения скоростей продольных волн $4000-6500 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Такая модель, по-видимому, будет удовлетворять широкому диапазону реальных ситуаций и согласуется в ряде случаев с экспериментально наблюдаемой волновой картиной, полученной при продольном профилировании МОГТ [53].

Отложения промежуточного структурного этажа, залегающие в пределах нефтегазоперспективных районов Западно-Сибирской плиты на глубинах 1500—3500 м, перекрыты осадочными, практически горизонтально-слоистыми отложениями чехла. Средняя скорость распространения продольных волн в чехле увеличивается с глубиной от 1500 до 2000—2800 $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$. Пластовые скорости V_p изменяются в более широком диапазоне. В пределах осадочного чехла выделяется ряд сильных отражающих границ.

Исследование волновых полей проводилось на двухмерной модели, форма и геометрические размеры которой представлены на рис. 29.

Осадочный чехол имитировался однородной средой. Отложения фундамента представлены многослойной средой с наклонными границами раздела. Наименования материалов, из которых выполнена модель, и их упругие параметры приведены в табл. 1.

Упругие параметры и геометрические размеры модели подбирались таким образом, чтобы выполнялось подобие реальной среды и модели. В нашем случае скорости распространения продольных и поперечных волн выбраны примерно равными значениям скоростей в реальной среде. В этом случае константы подобия времени и частот зависят только от одной константы — константы геометрического подобия [40]:

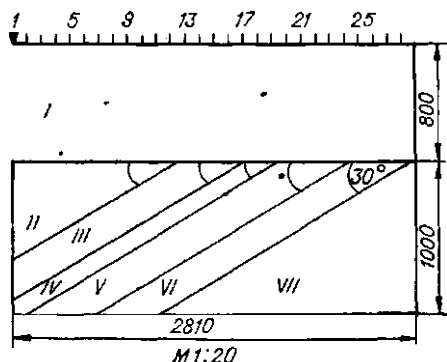


Рис. 29. Схема модели.

I — осадочный чехол, II—VII — плоскостойный доюрский фундамент.

$$C_t = \frac{h_n}{h_m} = C_l; \quad C_w = \frac{1}{C_l},$$

Таблица 1

Помер слой	Материал	V_p , км/с	V_s , км/с	Φ^*	V_s/V_p
1	Оргстекло	2,25	1,30	0	0,57
2	Дюралюминий	5,0	2,90	30	0,58
3	»	5,4	3,14	30	0,58
4	»	4,25	2,38	30	0,56
5	»	5,4	3,14	30	0,58
6	»	4,25	2,38	30	0,56
7	»	5,4	3,14	30	0,58

где h_n и h_m — геометрические размеры патуры и модели соответственно, C_t — константа подобия времени, C_l — константа геометрического подобия, C_w — константа подобия частоты.

Для сохранения подобия патуры и модели константа геометрического подобия была выбрана $C_l = 1000$. При этом частота сигнала при модельных исследованиях составила 30 кГц. Различие в упругих свойствах слоев, составляющих модель фундамента, создавалось путем рассверливания отверстий необходимого диаметра. Сетка, по которой сверлились отверстия, и их диаметр рассчитывались по методике, изложенной в [44]. Ввиду того, что размеры модели превышали размеры стандартных листов, из которых она изготовлялась, применялся способ соединения дюралюминиевых листов с помощью дюралюминиевого стержня, имеющего двухтавровое сечение. Листы дюралюминия вставлялись в пазы стержня и склеивались с помощью эпоксидного клея. Данные моделирования указывают в целом на незначительное влияние области склейки на особенности волновой картины. Однако на отдельных участках склеиваемых слоев наблюдается отсутствие жесткого контакта между слоями. Как показали эксперименты, эти участки являлись дифрагирующими объектами.

С целью получения наиболее четкой волновой картины, обусловленной наклонными границами раздела, осуществлялся прием, приводящий к значительному ослаблению многократно отраженных волн, связанных со свободными границами раздела. Для этого на верхний и нижний края модели наносился слой пластилина толщиной 1,5—2 см. Использование такого приема привело к почти полному ослаблению кратных волн в покрывающей среде. Но отражение от нижнего края модели имеет достаточную интенсивность.

Методика модельного эксперимента

Экспериментальные работы проводились по методике двумерного моделирования. Для регистрации данных ультразвукового моделирования использовалась цифровая регистрирующая аппаратура. Первичная информация, получаемая с приемника, записывалась на перфоленгу в цифровом виде и затем обрабатывалась на

ЭВМ. Исследования проводились на отраженных продольных, поперечных и обменных (типа PS) волнах. Для возбуждения и приема упругих колебаний использовались пьезоэлектрические источники и приемники типа направленной силы. Для получения волновой картины на продольных волнах использованы z -возбуждение и z -прием; на обменных (PS) волнах — z -возбуждение и x -прием. Поперечные волны изучались при x -возбуждении и x -приеме. Преобладающая частота продольных волн составляла 40 кГц, поперечных — 25 кГц, обменных — 30 кГц.

Наблюдения проводились по методике общей глубинной точки. Присоединялась фланговая система наблюдений по восстановлению кластеров. Расстояние между источниками и приемниками по профилю составляло при регистрации монопольных волн 3 см. Наблюдения по методу обменных волн велись при расстоянии между приемниками 3 см, между источниками — 6 см. Выброс составлял $X_{\min} = 6$ см, максимальная длина расстановки $X_{\max} = 72$ см. Число точек наблюдения при одном пункте взрыва равнялось 24. Такая система обеспечивала 12-кратное суммирование по общей глубинной площадке продольных и поперечных волн и 7-кратное суммирование обменных волн.

Волновая картина регистрировалась на перфоленту во временном интервале от 640 до 1536 мкс. Обработка сейсмического материала по P - и S -волнам проводилась на ЭВМ БЭСМ-4М с применением обрабатывающего комплекса СЦ ОГТ-1, данные обменных волн обрабатывались по программам ОГТ-1- PS и KV -2- PS на ЭВМ М-222. Стандартный комплекс алгоритмов и программ для обработки по методу ОГТ рассчитан на сейсмограммы, записанные в дискретном цифровом виде с шагом по времени между отсчетами 2 мс. Поэтому первичный материал моделирования должен быть представлен в подобном виде, т. е. необходимо произвести трансформацию первичной информации по частоте. Такая трансформация первичного сигнала в область низких частот осуществляется регистрирующей аппаратурой, с помощью которой проводились данные исследования.

Особенности временных разрезов МОГТ

Использование различных типов волн при проведении сейсмических исследований в целом позволяет получать более достоверную информацию о среде. Поэтому перед экспериментальными исследованиями на модели была поставлена задача получения временных разрезов на продольных, поперечных (SV) и обменных (PS) волнах.

Продольные волны. Временной разрез МОГТ для данной модели представлен на рис. 30. Все отражающие границы, существующие в модели, отображаются на временном разрезе. Углы наклона границ, определенные непосредственно по временному разрезу с использованием графика средних скоростей, оказываются заниженными по сравнению с углами наклона границ на модели

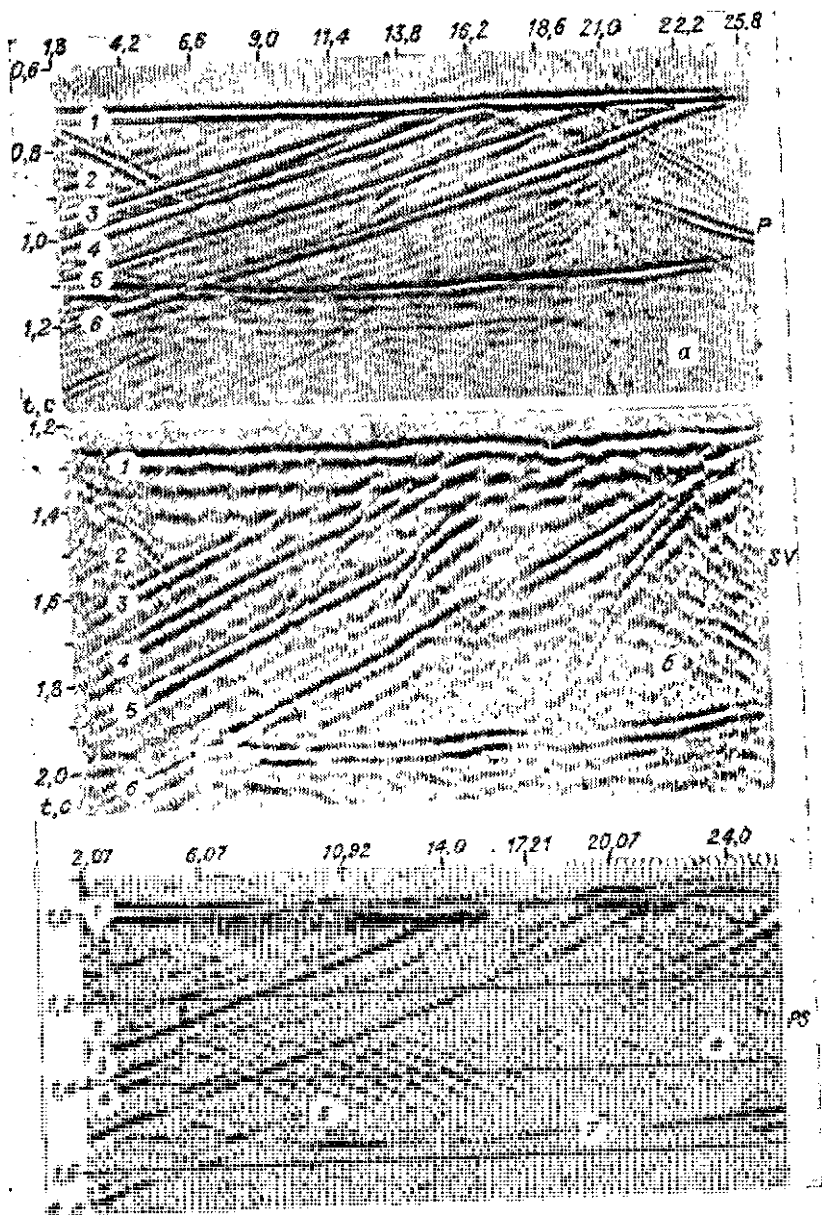


Рис. 30. Временные разрезы, полученные при наблюдениях на различных типах волн.

а — продольные волны; б — поперечные SV-волны, в — обменные PS-волны.

приблизительно на 5° . Оси синфазности отражений на временном разрезе слегка криволинейны, особенно заметна криволинейность по горизонту VII. Отмечается пересечение наклонными границами (горизонт VI) горизонтальной границы (горизонт VII) за счет пучета явлений в споса. Имеет место нарушение корреляции для некоторых горизонтов (например, для горизонта VI).

Поскольку на верхней границе модели, имитирующей дневную поверхность, создавался очень слабый коэффициент отражения, то на временных разрезах отсутствуют многократные волны, связанные с этой границей. На разрезе существуют многократные отраженные волны, связанные с наклонными границами и горизонтальной границей. Эти волны имеют общую точку касания в точке выклинивания горизонтов и характеризуются градиентом времени $\Delta t \sim 2\Delta\tau_1$, где $\Delta\tau_1$ — градиент времени для соответствующей однократной волны. Волны подобного типа имеют весьма малую интенсивность и прослеживаются на временном разрезе спорадически.

На временном разрезе выделяются также дифрагированные волны. Наиболее сильные дифрагированные волны получены от некоторых угловых точек на модели. К таким следует отнести дифрагированную волну от края модели, прослеживаемую от ПК 1,8 до 8,0, на временах от 0,75 до 1,1 с, а также дифрагированные волны, связанные с областью склейки листов дюралюминия, ПК 21,0—25,8 на временах 0,8—1,0 и 0,95—1,05 с. Кроме того, более слабые дифрагированные волны получены также от областей клина, причем наилучшим образом прослеживается правая вотвь дифрагированных волн, левая же ветвь находится в области интерференции с однократными и многократными отраженными волнами ($V_{\text{одн}}^* \approx V_{\text{диф}}^*$) и поэтому в явном виде не прослеживается. В области выклинивания горизонтов отмечается плавный переход от дифрагированных волн к соответствующей однократноотраженной волне, в результате чего создается характерная область «куполовидного изгиба». При этом область «куполовидного изгиба» более заметно выражена, когда в области клина находится среда с меньшей скоростью.

По всем выделенным однократноотраженным волнам было проведено изучение скоростей $V_{\text{огт}}$ с помощью программы ЭНАК-3. По этим данным было построено поле $V_{\text{огт}}(x, t)$ (рис. 31). Обращает на себя внимание достаточно сложный характер этого поля. Наиболее простая форма изолиний $V_{\text{огт}}$ наблюдается вблизи верхней горизонтальной границы. Здесь участки сгущения изолиний поля $V_{\text{огт}}(x, t)$ чередуются с областями разряжения. Сгущение изолиний, как правило, приурочено к высокоскоростным слоям, а разряжение — к низкоскоростным, в виду чего на изолиниях $V_{\text{огт}}$ создаются характерные «флексурообразные» уступы. С увеличением времени (в левой части разреза) рельеф поля $V_{\text{огт}}(x, t)$ приобретает все более изрезанный ячеистый характер. В целом в левой части разреза, отличающейся наибольшей неоднородностью, поле $V_{\text{огт}}(x, t)$ характеризуется повышенными значениями скорости в сравнении с правой, более однородной частью разреза.

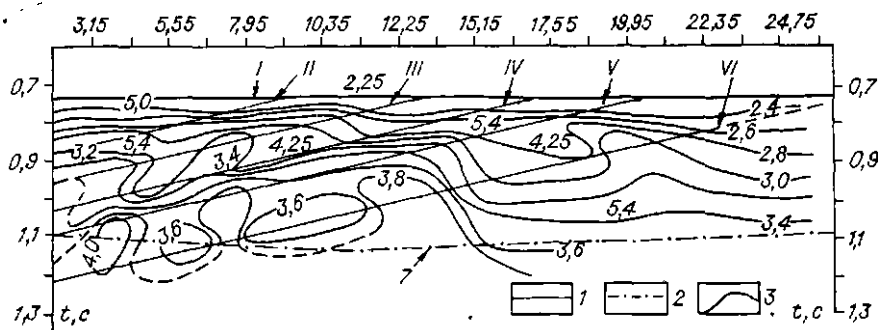


Рис. 31. Двумерное поле $V_{\text{OГТ}}(x, t_0)$ для продольных волн по данным ЭНАК-3. Оси синфазности отраженных волн: 1 — по разрезу ОГТ; 2 — по соответствующей нижней границе модели, 3 — изолинии $V_{\text{OГТ}}$ и пластовые скорости продольных волн, км/с.

Отметим, что достаточно сложная конфигурация изолиний в целом не согласуется с геометрическими особенностями строения модели и, по-видимому, вызывается искажениями годографа ОГТ (отклонением его от гиперболы) за счет особенностей лучепреломления на промежуточных границах. Полученные экспериментальные результаты в целом согласуются с данными математического моделирования, выполненного для сред с наклонными границами раздела [88].

Воспользуемся известной формулой, связывающей значения $V_{\text{эф}}$ и $V_{\text{OГТ}}$ для наклонной границы в однородной среде, для определения угла наклона φ : $\varphi = \arccos(\bar{V}/V_{\text{OГТ}})$. Здесь \bar{V} — расчетная средняя скорость, принятая единой для всей модели, $V_{\text{OГТ}}$ — скорость, определенная по данным ЭНАК-3 для каждого горизонта. В табл. 2 приведены средние значения углов φ , вычисленные по формуле (1) для всех наклонных горизонтов.

Из таблицы следует, что в большинстве случаев повышенные значения углов φ приурочены к границам с отрицательными коэффициентами отражения, а пониженные значения — к положительным. Значение угла наклона $\bar{\varphi}'$, вычисленное как среднее для всех пяти горизонтов, равно $\bar{\varphi}' = 27^\circ$. Таким образом, средние значения $\bar{\varphi}$, найденные из приближенного соотношения, в данной ситуации с достаточной точностью характеризуют истинные углы наклона отражающих горизонтов.

Таблица 2

Поперечные волны типа SV. В общих чертах волновая картина на поперечных волнах сходна с волновой картиной на продольных волнах (см. рис. 30). Здесь также достаточно четко выделяются два горизонта, свя-

Номер горизонта	$V/V_{\text{OГТ}}$	φ°	Знак коэффициента отражения
2	0,9	31	+
3	1,27	33	—
4	0,8	20	+
5	1,27	28	—
6	0,8	22	+

занные с горизонтальными границами раздела 1,7, и пять горизонтов, связанные с наклонными границами раздела. По есть и отличительные черты, на которых следует остановиться.

Во-первых, все отражающие горизонты приобрели заметно более криволинейный характер. Интересно отметить, что криволинейность отмечается даже для горизонта 1. Здесь наблюдается локальный максимум t_0 на ПК 18,6 и небольшой минимум t_0 на ПК 16,2. Искривление оси синфазности для горизонта 1 на временном разрезе обусловлено интерференцией отраженной и дифрагированных поперечных волн. Данное явление имеет место и на временном разрезе на продольных волнах, однако вследствие более высокочастотной записи оно менее заметно.

Во-вторых, заметно усилились дифракционные эффекты в областях клина. Теперь наличие интенсивных дифрагированных волн уже препятствует прослеживанию однократно отраженных волн в области клина, приводя к созданию хаотической записи.

В-третьих, отмечается участок заметного ухудшения записи в интервале пикетов 17,0—20,0. В центральной части этого интервала находится место склейки листов дюралюминия, которое, возможно, и привело к созданию неоднородной, рассеивающей области.

Следует отметить и более многофазный характер записи одиночного импульса поперечной волны в сравнении с импульсом продольной волны, что приводит к дополнительному осложнению интерференционных полей в области выклинивания на поперечных волнах. На поперечных волнах не удастся проследить также и многократные отраженные волны того типа, которые хорошо прослеживаются на продольных волнах.

Обменные отраженные волны типа PS . На сейсмозаписях X -компоненты волнового поля зарегистрирована очень сложная интерференционная волновая картина (рис. 32, а). Первой прослеживается на времени $t = 0,7—0,8$ с интенсивная продольная P_1P_1 -волна, отраженная от I горизонтальной границы.

Обменная отраженная P_1S_1 -волна, соответствующая этой же границе, отчетливо прослеживается в интервале времени $t = 0,95 \div 1,1$ с. Над пунктом взрыва, в области минимума годографа, интенсивность волны P_1S_1 падает, ее корреляция в условиях интерференции с горизонтальными составляющими продольных волн затруднена.

К волне P_1S_1 примыкают короткие оси синфазности с отрицательными кажущимися скоростями, соответствующие обменным PS -волнам, отраженным от наклонных границ. Природа этих волн определялась путем сопоставления с теоретическими годографами PS -волн. В интервале времени $t = 1,2—1,4$ с преобладающей становится поперечная S_1S_1 -волна, отраженная от I границы. Она пересекает оси синфазности обменных волн, отраженных от наклонных границ, и мешает их прослеживанию. На всех пунктах взрыва отмечается высокий уровень кратных волн различного типа.

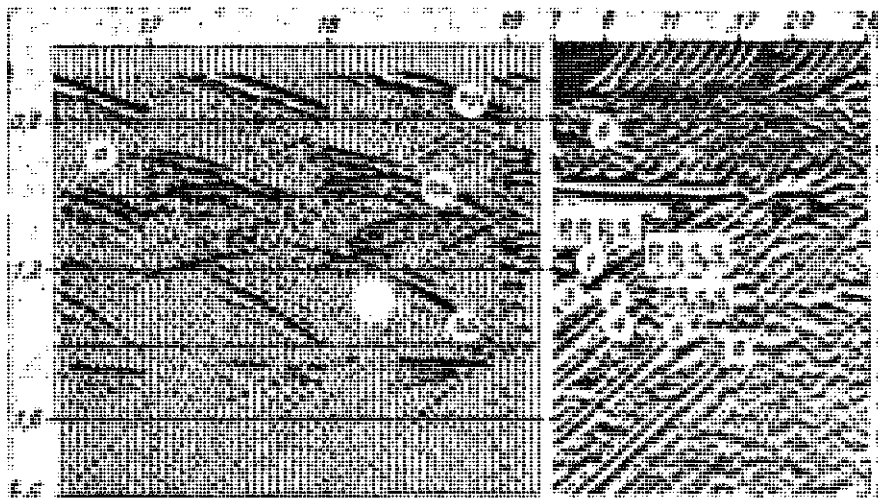


Рис. 32. Волновая картина на обменных PS -волнах (а) и временной разрез ($\Sigma 6$), полученный при суммировании с постоянной скоростью (б).

При получении суммарного временного разреза по обменным волнам наибольшие трудности возникали при определении оптимального, обобщенного параметра суммирования V_{PS}^{OGT} , имеющего смысл эффективной скорости обменной PS -волны. Для подбора эффективных скоростей использовались программа эпергоанализа $KV-2-PS$ и сканирования в диапазоне изменения скоростей от 1750 до 3250 м/с.

Анализ результатов сканирования оказался весьма полезным при определении природы зарегистрированных волн. При суммировании всего разреза с постоянной скоростью $V_{PS}^{OGT} = 1750$ м/с, являющейся эффективной скоростью обменной PS -волны до первой отражающей границы, хорошо прослеживаются наряду с волной P_1S_1 волны типа $PSSS$, отраженные от наклонных границ III—VI и меняющие поляризацию на промежуточных границах (рис. 32, б). Они прослеживаются на больших временах, чем соответствующие тем же границам волны PS .

В точке выклинивания наклонной границы III (ПК 17) сходится весь из трех осей синфазности обменных волн разных типов, отраженных от этой границы и меняющих поляризацию как в акте отражения (волна PS), так и на первой горизонтальной границе ($PSSS$ и $PPPS$). Наиболее интенсивной при $V_{PS}^{OGT} = 1750$ м/с является волна $PSSS$ ($t_0 = 1,4$ с на ПК-1). При увеличении скорости V_{PS}^{OGT} до 2200 м/с волна $PSSS$ начинает ослабевать, но наилучшим образом прослеживается волна PS ($t_0 = 1,33$ с на ПК 1). Волна $PPPS$ становится преобладающей при $V_{PS}^{OGT} = 2600$ м/с ($t_0 = 1,24$ с на ПК 1).

При $V_{PS}^{OГT} = 1750$ м/с отчетливо видны дифрагированные волны, возникающие в местах выклинивания наклонных границ (например, волна D_1 на ПК 17, связанная с выклиниванием III границы, волна D_3 на ПК 24 — выклинивание V границы), а также в районе ПК 17—20, совпадающие с областью склейки листов дюралюминия модели; волна D_5 на ПК 20 наиболее отчетливо прослеживается при $V_{PS}^{OГT} = 2000$ м/с.

В диапазоне скоростей $V_{PS}^{OГT} = 1750—1850$ м/с на $t_0 = 1,27$ с отчетливо прослеживается поперечная волна S_1S_1 , отраженная от I горизонтальной границы. Обменная PS -волна, отражаемая от горизонтальной VII границы, начинает прослеживаться в диапазоне $V_{PS}^{OГT} = 2700—3000$ м/с.

При получении суммарного временного разреза ОГТ на PS -волнах использовались шесть скоростных графиков $V_{PS}^{OГT}(x, t)$. Суммирование проводилось по программе ОГТ-1- PS с несимметричной выборкой трасс [75], при настройке программы на $\gamma = 0,5$.

На окончательном временном разрезе по PS -волнам (см. рис. 30) получена достаточно простая волновая картина. Уверенно прослеживаются горизонтальные отражающие границы I и VII и наклонные горизонты 3, 5, характеризующиеся отрицательными коэффициентами отражения (обратный перепад скоростей на границе). Обменная волна P_1S_1 от горизонта 1 резко меняет амплитуду и форму записи в области пикетов 17—20, приуроченной к зоне неоднородностей модели, образовавшейся на месте склейки двух листов дюралюминия. Природа этого эффекта может быть связана с изменением поляризации поперечной волны в области склейки листов.

Нижняя горизонтальная граница VII имеет слегка волнистый характер, что обусловлено, по-видимому, преломлением на промежуточных границах. Граница VII пересекается наклонной границей VI за счет явлений спала. Неуверенно прослеживаются наклонные горизонты 2, 4, 6, характеризующиеся положительными коэффициентами отражения. На окончательном временном разрезе практически отсутствуют дифрагированные и многократные волны.

Построение скоростной модели среды

Построение скоростной модели среды на продольных волнах проводилось с помощью комплекса КИНГ-76 и программы ОСМ-2. Расчеты скоростной модели среды были выполнены только для левой части физической модели (до ПК 8), характеризующейся отсутствием выклинивания пластов. Скоростная модель среды рассчитывалась в двух вариантах, отличающихся видом исходных данных. В первом варианте определение $V_{OГT}$ и t_0 проводилось по теоретическим значениям $V_{OГT}$ и t_0 , во втором — по значениям $V_{OГT}$ и t_0 , найденным по экспериментальному материалу. Теоре-

Таблица 3

Программа	Относительные ошибки определения $V_{пл}$ и H , %	Горизонт						Средняя относительная ошибка для модели, %
		1	2	3	4	5	6	
SNELL-4	$\delta V_{пл}$	0	0,3	0,3	1,9	1,2	2,2	1,0
	δH	0	0,1	0,1	0,6	0,4	0,1	0,2
OCX-2a	$\delta V_{пл}$	0	4,9	5,6	7,5	7,3	7,9	5,5
	δH	0	0,5	0,5	1,3	2,4	3,3	1,3

тические значения $V_{огт}$ и t_0 рассчитывались также с помощью комплекса КИИГ-76 (расчет прямых задач). При этом скорости определялись с помощью программы погоризонтального энергетического анализа ЭНАК-3 и сглаживались в «скользящем окне» на базе семи точек.

Точность оценки параметров среды $\delta V_{пл}$ и δH по теоретическим исходным данным с помощью комплекса КИИГ-76 (в варианте SNELL-4) оказалась в 5—6 раз выше, чем при использовании программ ОСМ-2 (в варианте ОСХ-2а) (табл. 3). Более высокая точность алгоритма SNELL-4 объясняется тем, что при определении единичных значений параметров среды учитывается ее общая модель, в то время как в алгоритме ОСХ-2а подобные параметры рассматриваются независимыми друг от друга. С увеличением глубины наблюдается накопление ошибок, и средняя точность определения $V_{пл}$ по теоретическим исходным данным падает до 2,2% для SNELL-4 и до 7,9% для ОСХ-2а.

Сравнение теоретических и экспериментальных значений $V_{огт}$ свидетельствует о значительных погрешностях в оценке $V_{огт}$ по экспериментальным данным. Причиной этих погрешностей являются интерференция регулярных и негиперболических годографов ОГТ. При этом интерференция приводит к локальным отклонениям $V_{огт}$, которые хорошо фиксируются оценкой дисперсии на базе семи трасс и резким изменением отношения сигнал/помеха ρ , а негиперболическость — к более низкочастотным искажениям, которые на качестве спектров практически не сказываются. В связи с этим при использовании экспериментальных значений $V_{огт}$ относительные ошибки $\delta V_{пл}$ и δH в целом увеличиваются при их сравнении с первым вариантом (табл. 4, рис. 33). При этом для программы SNELL-4 относительные ошибки увеличиваются в 2—4 раза, а для программы ОСХ-2а — только в 1,1—1,5 раза. Эта особенность вызвана тем, что программа SNELL-4 более чувствительна к смещенным оценкам $V_{огт}$, чем программа ОСХ-2а.

Таким образом, впервые проведено физическое моделирование волнового поля для сложнопостроенной среды, имитирующей в первом приближении некоторые особенности строения фунда-

Таблица 4

Программа	Относительные ошибки определения $V_{пл}$ и H , %	Горизонт						Средняя относительная ошибка модели (без горизонта 6), %
		1	2	3	4	5	6	
SNELL-4	$\delta V_{пл}$	0,6	2,1	2,9	1,9	4,6	36,4	2,2
	δH	0,2	0,6	1,0	0,8	1,5	6,7	0,8
OCX-2a	$\delta V_{нз}$	0,5	5,5	7,6	14,1	11,4	37,1	7,2
	δH	0,2	1,3	1,2	1,9	2,6	5,2	1,4

мелта Западно-Сибирской плиты. Особенностью проведенного моделирования является детальное изучение волнового поля на продольных, поперечных (типа SV) и обменных (типа PS) волнах с представлением результата наблюдений в виде временных разрезов, полученных по методу общей глубинной точки. Проведенные исследования показали, что даже в случае значительно упрощенных представлений о модели фундамента возникает довольно сложное волновое поле, которое лишь в качественной форме отражает особенности ее строения.

На примере сопоставления временных разрезов для различных типов волн можно видеть преимущества комплексного изучения волнового поля. Модельные исследования позволили выявить характерные сейсмические эффекты, которые следует ожидать в конкретных средах при использовании различных типов волн. Наиболее четкая и наиболее уверенно интерпретируемая волновая картина получена с использованием продольных отраженных волн. Здесь хорошо прослеживаются отраженные волны от всех горизонтальных и наклонных границ раздела. Дифрагированные волны, связанные с областью клина, имеют небольшую интенсивность и в целом не препятствуют прослеживанию волн, обусловленных наклонными горизонтами. На поперечных волнах качество прослеживания волн, связанных с наклонными границами раздела в области их примыкания к верхней горизонтальной границе, ухудшается, что вызвано двумя факторами: большой интенсивностью дифрагированных волн в области клина и увеличением длительности записи импульса прямой волны. На обменных отраженных волнах получена более простая волновая картина, характеризующаяся в случае оптимально подобранных скоростей практически полным отсутствием дифрагированных волн. В то же время на обменных волнах отмечается ухудшение прослеживаемости наклонных горизонтов, характеризующихся положительными коэффициентами отражений. Моделирование показало большую чувствительность поперечных и обменных волн к неоднородности среды.

Определения скоростной модели среды, выполненные с помощью программ SNELL-4 и OCX-2a и использованием экспери-

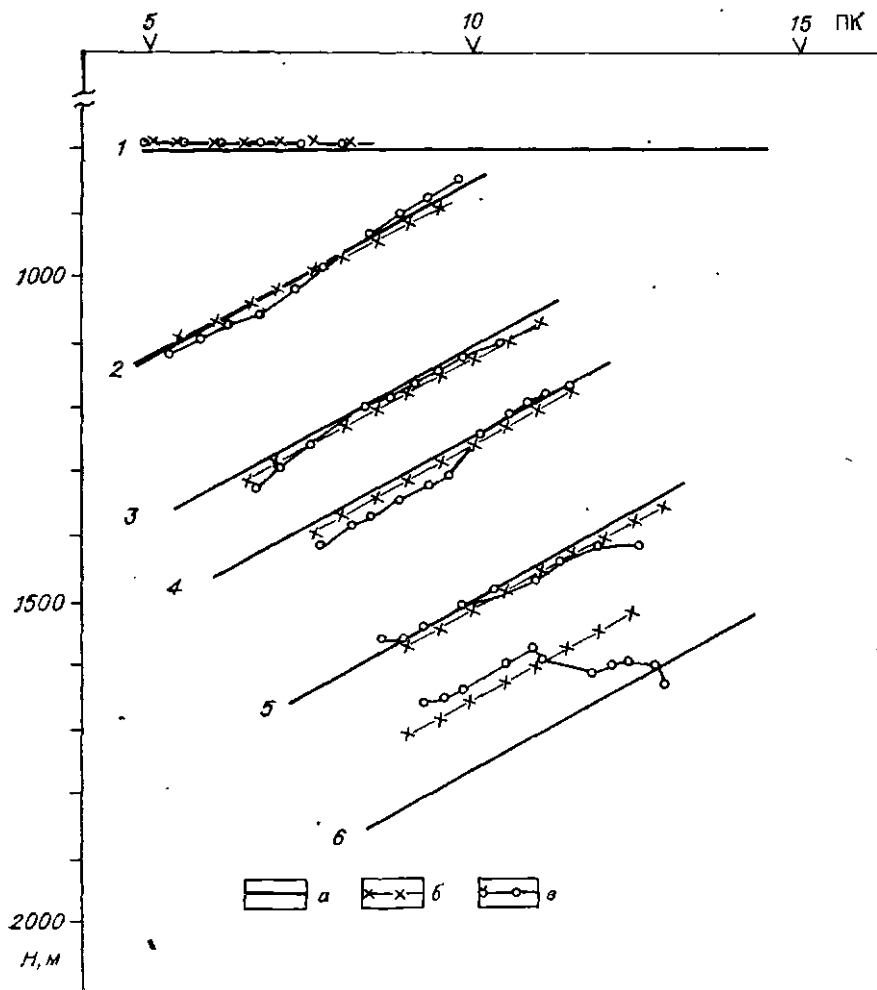


Рис. 33. Глубинный разрез.

Положение границ: а — истинное, б — по данным КИНГ-76, в — по данным ОСХ-2а.

ментальных значений $V_{\text{огт}}$, были проведены только на продольных волнах. Эти построения указывают на довольно высокую точность (2—7%) восстановления параметров среды. При этом большая точность достигается при использовании программ SNELL-4. Несомненно, что определение скоростной модели на поперечных волнах должно привести к повышению надежности данных о глубинном строении среды.

Полученные данные позволяют считать, что физическое моделирование волновых полей является полезным и важным этапом в интерпретации особенностей реальных волновых полей $t_0(x)$ и оценке эффективности программ обработки сейсмических материалов для случая сложно построенных сред.

§ 3. Опробование алгоритма выделения малоамплитудных сбросов

Выявление и оценка параметров малоамплитудных разрывных нарушений по материалам сейсморазведки по-прежнему одна из актуальных задач интерпретации. Трудность ее решения обусловлена тем, что такие неоднородности сейсмической границы практически не видны на кинематических характеристиках волнового поля, а влияют лишь на динамику отраженных волн; существующие же методы обработки сейсмических данных на ЭВМ в подавляющем большинстве построены на основе кинематики волн.

Вопросу выделения малоамплитудных разрывных нарушений посвящены работы [57—59], в которых собраны и обобщены особенности волновых полей при нарушениях сейсмической границы. К таким особенностям относятся: аномальное, резкое затухание волн; потери корреляции отраженной волны; интерференционный характер записи; изменение спектрального состава колебаний и некоторые другие признаки. Однако использование их для выделения малоамплитудных разрывных нарушений в значительной мере ограничивалось из-за отсутствия теоретических объяснений особенностей волнового поля и слабого применения динамических характеристик сейсмического поля в алгоритмах обработки.

Правильному пониманию волновых полей над малоамплитудными разрывными нарушениями способствовало развитие теории распространения волн в средах, содержащих дифрагирующие ребра [56]. Согласно этой работе, дифрагированная волна складывается из разрыва геометрической части поля на границе тени, быстро затухая по обе стороны от нее.

В работе [57] введена модель малоамплитудного разрывного нарушения сейсмической границы и математически описана волновая часть поля над ним, что позволило объяснить все главные особенности волнового поля, замеченные на реальных сейсмограммах и при физическом моделировании. Основными параметрами, характеризующими локальное нарушение границы и влияющими на волновое поле, являются вертикальная амплитуда сброса Δh , горизонтальный размер зоны нарушения δ , положение проекции зоны нарушения на профиле x_0 (рис. 34). Поле сейсмических волн, зарегистрированное над таким нарушением, представляет собой интерференцию четырех волн: двух отраженных (от крыльев нарушения) и двух дифрагированных (от ребер). В [57] приведены расчетные формулы для интенсивностей всех этих волн, анализируется влияние различных параметров нарушения на характер динамических аномалий сейсмической записи, сделаны некоторые выводы о возможности выделения подобных нарушений по сейсмограммам МОВ.

Возможность быстрого расчета на ЭВМ поля отражений от границы, осложненной малоамплитудным сбросом, позволила раз-

работать итерационный оптимизационный алгоритм решения обратной задачи — оценки параметров сброса по сейсмограммам [64]. Этот алгоритм заключается в подборе такого вектора параметров нарушения (т. е. его положения x_0 и вертикальной и горизонтальной амплитуд Δh и δ), который бы минимизировал некоторый критерий качества совпадения экспериментальной и теоретической сейсмограмм во временном интервале, содержащем отражение от исследуемого участка границы. Минимизация суммы квадратов отклонений экспериментального и теоретического материала (а именно такой выбиралась целевая функция) достигается одним из эффективных способов минимизации функций многих переменных. Исследование целевой функции в [64] позволило выявить взаимосвязь переменных x_0 и δ , что свидетельствует о неустойчивом их раздельном оценивании. (Кстати, аналогичный вывод сделан и в работе [57], где приводится комбинация этих параметров, которая может быть устойчиво оценена). На многочисленных тестах, где в качестве экспериментального материала использовались результаты математического моделирования, осложненные перегулярной помехой, показана хорошая помехоустойчивость алгоритма для оценки амплитуды и положения малоамплитудного сброса. Итак, в результате опробования алгоритма оценки параметров малоамплитудного сброса при обработке материалов физического моделирования показано, что проверка алгоритма на экспериментальном материале — главный критерий его работоспособности и помехоустойчивости. Следует отметить, что проведение

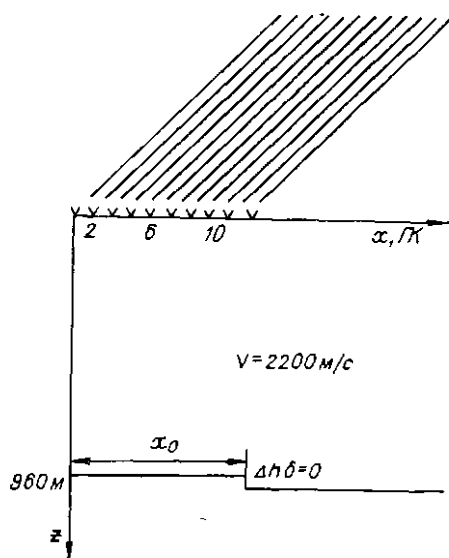


Рис. 34. Модель сброса и схема наблюдений ($\Delta x = 30$ м; $\Delta t = 30$ м; вынос = 60 м).

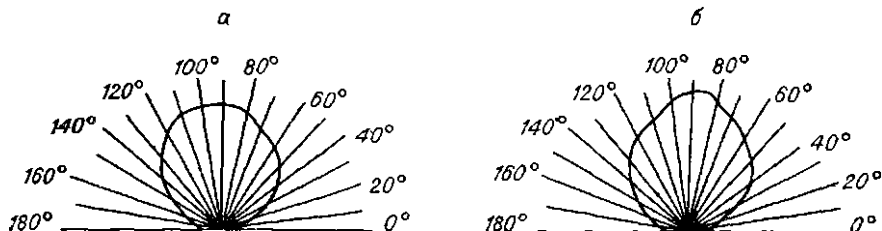
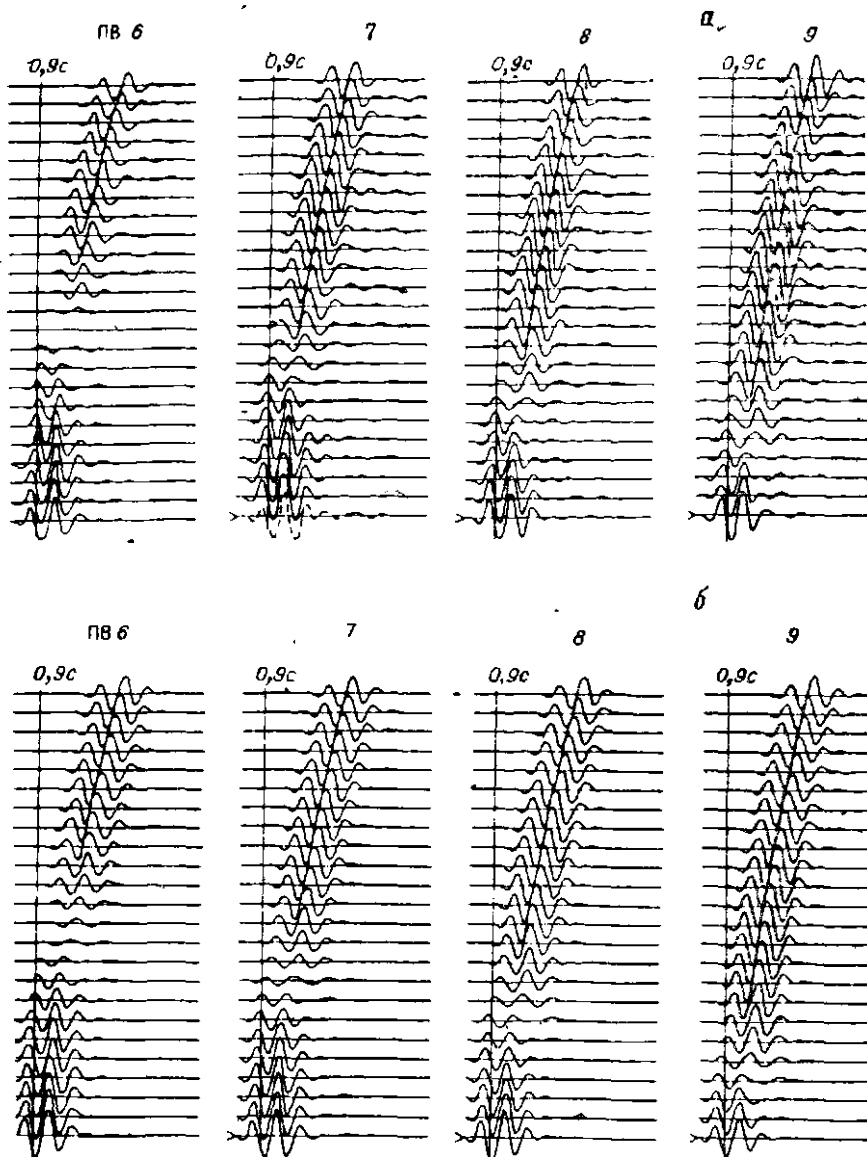


Рис. 35. Диаграмма направленности приемника (а) и излучателя (б).



такого рода исследований стало возможным лишь при наличии цифровой регистрирующей аппаратуры.

Методика проведения эксперимента. Физическое моделирование велось методом ОГТ при z -возбуждении и z -приеме, на двухмерных моделях, изготовленных из оргстекла. Упругие параметры модели и система наблюдений представлены на рис. 34, диаграммы направленности источника и приемника — на рис. 35. Система

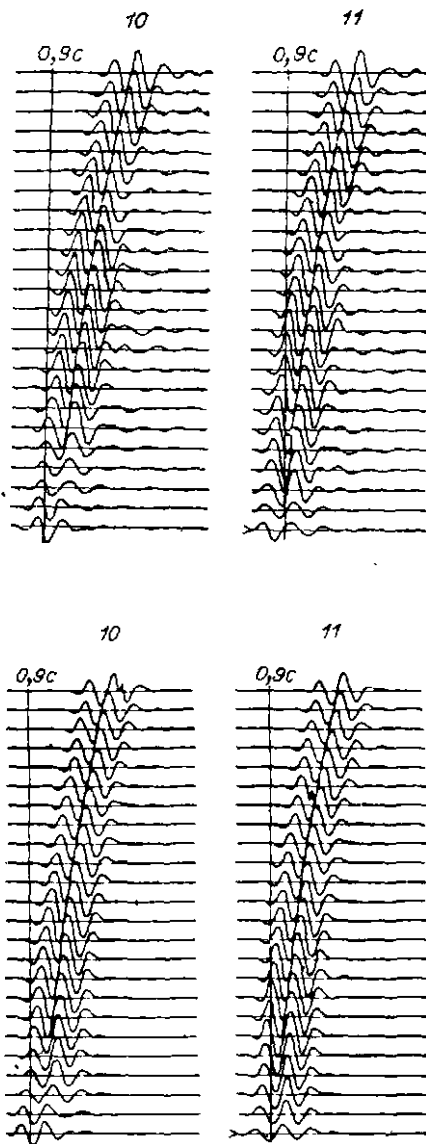


Рис. 36. Экспериментальные (а) и теоретические (б) сейсмограммы для модели сброса $\Delta h = \lambda/4$.

наблюдения — фланговая, обеспечивающая шестикратное перекрытие на участке между ПК приема 7—12. Отражающие границы смещены относительно друг друга на Δh (амплитуду сброса); положение сброса на поверхности наблюдений характеризуется величиной d . Исследовались две модели малоамплитудного сброса с параметрами: $d_1 = 180$, $\Delta h_1 = 11,5$ мм; $d_2 = 210$, $\Delta h_2 = 23$ мм. Амплитуда сброса $\Delta h_2 = \lambda/4$, $\Delta h_2 = \lambda/2$, где λ — длина волны. Применялась аппаратура для регистрации данных ультразвукового моделирования в цифровой форме [25], с перфоленты данные вводились в ЭВМ.

Таким образом, первичная информация представлялась в виде, аналогичном записям сейсмограмм полевых наблюдений. В эксперименте физические модели соответствовали моделям среды со следующими линейными размерами: $H = 960$, $\Delta h_1 = 11,5$ м, $\Delta h_2 = 23$ м.

Полученный материал обрабатывался по стандартной методике обработки данных сейсморазведки СЦ ОГТ-1 и по методике, изложенной в настоящей работе. В результате получены суммарные временные разрезы и таблицы определения величин d и Δh .

Общая характеристика сейсмограмм. Сейсмограммы, зарегистрированные над моделью малоамплитудного сброса $\Delta h = \lambda/4$, показаны на рис. 36, а. На них хорошо выделяется зона аномального затухания энергии отраженной волны (практически до нуля), которая меняет свое положение в зависимости от расположения источника колебаний по законам геометрической сейсмики. В зоне затухания теряется корреляция оси синфазности отраженной

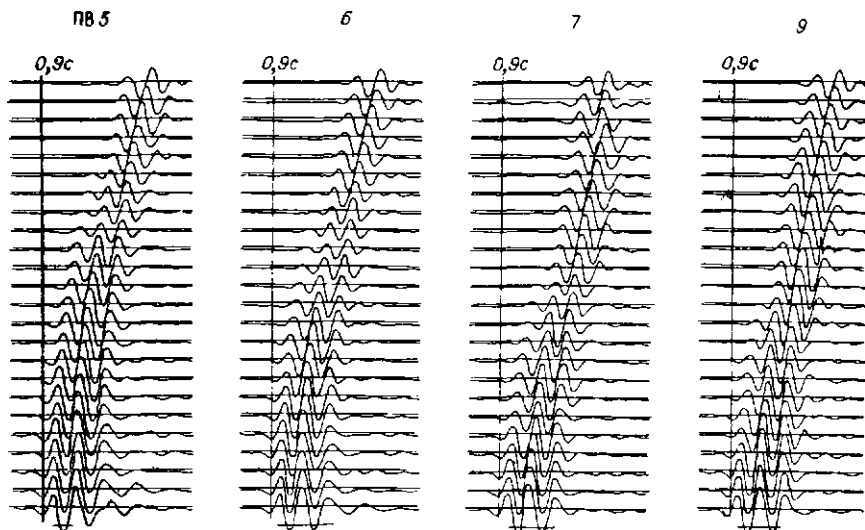


Рис. 37. Экспериментальные сейсмограммы для модели сброса $\Delta h = \lambda/2$.

волны, однако из-за маленькой амплитуды сброса смещения оси не видно.

Для сейсмограмм, полученных над сбросом с $\Delta h = \lambda/2$, динамической аномалии не наблюдается, потери корреляции нет, и при внимательном их рассмотрении в отсутствие помех можно заметить смещение оси синфазности отраженной волны на полпериода (рис. 37).

Все описанные явления совпадают с теоретическими представлениями о распространении волн, отраженных от нарушенных границ [57]. Это позволяет сделать вывод о том, что элементарная теория дифракции, изложенная в [56], по крайней мере качественно (а на самом деле и количественно, как мы увидим в дальнейшем), объясняет все особенности волновых полей, зарегистрированных над объектами дифракции.

Временной разрез является результатом трехкратного суммирования сейсмограмм, полученных на модели сброса $\Delta h = \lambda/4$ по методике ОГТ. Выделение разрывного нарушения по временному разрезу представляется нам ненадежным и затруднительным (замтим, что при более интенсивных помехах, чем в нашем эксперименте, это становится практически невозможным), а оценка местоположения и амплитуды сброса просто бессмысленной.

Результаты обработки сейсмограмм, полученных над моделью сброса с параметрами $\Delta h = 11,5$ м ($\approx \lambda/4$), $x_0 = 180$ м, $\delta = 0$, помещены в табл. 5. Поскольку, как говорилось выше, параметры x_0 и δ раздельно нельзя оценить достаточно определенно, был взят параметр $d = x_0 + \delta/2$ как координата центра зоны нарушения что вполне достаточно для ее характеристики.

Результаты оценки параметров сброса

Номер ПВ	Начальное прибли- жение, м		Число итераций	Значение целевой функции	Результат оценива- ния, м	
	d	Δh			d	Δh
а) $\Delta h = 11,5$ м ($\sim \lambda/4$), $d = 180$ м						
1	90	0	60	40	195	11,4
2	120	9	55	40	189	11,4
3	120	9	45	40	189	11,2
4	120	9	69	40	185	11,45
5	120	9	68	37	184	11,3
6	120	9	55	37	184	11,45
б) $\Delta h = 23$ м ($\sim \lambda/2$), $d = 210$ м						
1	150	9	60	72	201	22,2
2	150	9	41	60	222	24
3	150	9	37	53	219	24
4	150	9	66	65	216	22,5

В качестве начального приближения для амплитуды сброса естественно было выбрать $\Delta h = 0$, а положение оценить визуально по расположению амплитудной аномалии по сейсмограмме. Поскольку сейсмограммы для каждого ПВ обрабатывались независимо, такие начальные приближения можно было использовать лишь для первой сейсмограммы, а для остальных — результаты оценки параметров по первой.

Однако, чтобы проверить скорость сходимости алгоритма к истинным параметрам, начальные приближения для всех сейсмограмм выбирались независимо (см. табл. 5). В качестве алгоритма минимизации целевой функции (напомним, что целевая функция — мера расхождения между временными интервалами экспериментальной и теоретической сейсмограмм) при оценке параметров малоамплитудного сброса использовалась процедура, предложенная Нелдером и Мидом [114]. Для оценки положения и амплитуды сброса по 24 трассам сейсмограмм ОТВ и при временном интервале 0,2 с требовалось 50—70 итераций, что занимало 30—35 мин на ЭВМ типа М-222. Как форма записи отраженной волны, которая необходима для решения прямой задачи, выбирался импульс на трассе, не осложненной интерференцией с дифрагировавшими волнами. Значения глубины до отражающей границы и скорости распространения продольных волн считались известными и принимались: $h = 960$ м, $V = 2200$ м/с. Крылья сброса предполагались горизонтальными. В табл. 5 помещены результаты оценивания без учета направленности источника и приемников, которые показаны на рис. 35.

Точность оценки положения и амплитуды сброса достаточно высока, причем если амплитуда оценивается практически точно, то оценка положения сброса (d) зависит от расстояния между

источником и проекцией ребра на плоскость наблюдений. Для дальних пунктов взрыва (удаление ПВ от проекции ребра $\approx 0,2h$) точность оценки параметра d составляет 8—10%, для ближних ПВ (источник над ребром) — 3,5%. Учет характеристики направленности источника и приемников при решении прямой задачи в оптимизационном алгоритме (направленность пельзя учесть непосредственно в экспериментальном материале из-за различия в углах подхода к плоскости наблюдения отраженных и дифрагированных волн) позволяет повысить точность оценки положения сброса для дальних ПВ до 5%, а для ближних — до 1%. Следует заметить, однако, что для практических целей сейсморазведки вполне достаточно оценивать положение нарушения с точностью до 10%, что позволяет при обработке экспериментального материала не учитывать направленности источника и приемника (разумеется, если эти характеристики известны, их следует учитывать).

В табл. 5 приведены также результаты обработки сейсмограмм, полученных над моделью сброса с параметрами $\Delta h = 23$ м ($\approx \lambda/2$), $d = 210$ м. При вычислениях, которые проводились с учетом характеристик направленности источника и приемника, так же как и для первой модели, предполагались известными значения глубины до отражающей границы и скорость распространения волн в среде. Анализ данных (см. табл. 5) показывает, что положение сброса оценивается с относительной погрешностью до 5%, а амплитуда сброса — до 4%. Несколько более низкая точность оценки параметров второй модели по сравнению с первой объясняется более высоким уровнем помех (которые вводились при обработке для выяснения помехоустойчивости), о чем свидетельствуют и более высокие значения целевой функции.

На рис. 3б, б даны теоретические сейсмограммы, рассчитанные при значениях параметров сброса, полученных в результате оценки по оптимизационному алгоритму. Сравнение теоретических и экспериментальных сейсмограмм показывает, что между ними имеется устойчивое соответствие. Это свидетельствует о целесообразности применения оптимизационного алгоритма в практике сейсмической интерпретации.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обработка и интерпретация сейсмических данных для сложно построенных сред связаны с оценками эффективности алгоритмов и процедур цифровой обработки данных. Процесс получения такой оценки является одной из основных задач, стоящих перед цифровой обработкой. Одним из направлений решений данной задачи является применение физического моделирования для оценки эффективности алгоритмов обработки. Целепоставленных исследований в этом направлении до сих пор не велось. С этих позиций имеет смысл выделить в физическом моделировании как отдельное направление моделирование способов обработки сейсмических данных. Под ним понимается комплекс физического и математического моделирования, причем выходная информация с первого подается на вход второго моделирования, результаты, которого контролируются исходными сведениями о свойствах модели геологической среды. Это дает возможность оценивать правильность используемого алгоритма обработки и тем самым рассматривать реализацию указанного комплекса как процесс подбора алгоритма и программ обработки, которые по выбранным критериям соответствуют требованиям такой обработки. Процесс такого контроля и подбора по данным физического моделирования можно рассматривать как процесс моделирования способов обработки сейсмических данных. Для реализации такого моделирования разработана аппаратура и методика. Аппаратура позволяет регистрировать данные физического моделирования в цифровой форме и, следовательно, вводить эти данные в ЭВМ с целью проведения математического моделирования по алгоритмам и программам обработки сейсмических данных. Методика приспособлена для проведения комплекса физического и математического моделирования.

Применение разработанных аппаратуры и методики позволило моделировать процесс обработки полевой сейсмической информации и получать волновые поля, в достаточной мере отражающие специфику полевых материалов, не прибегая к дорогостоящим опытным полевым наблюдениям. В частности, удалось провести моделирование процесса обработки сейсмических данных на моделях, имитирующих палеозойский фундамент Западно-Сибирской

плиты и среды солянокупольной тектоники. Для модели палеозойского фундамента показаны особенности волновых полей на временных разрезах на продольных, поперечных S -волнах и обменных отраженных PS -волнах. Использование трех типов волн показало, что некоторые особенности строения среды подчеркиваются по-разному на различных типах волн, и совместное их применение позволяет решать поставленную задачу с большей надежностью. Интерференция дифрагированных волн, возникающих в угловых областях, с однократно отраженными создает «ступенчатые» искривления осей синфазности отраженных волн, что иногда при интерпретации полевых материалов принимается как искривления сейсмических границ. По материалам модельных исследований проведено построение глубинного разреза комплексом КИНГ-76 и ОСХ-2а. Показана большая точность построения глубинного разреза с помощью комплекса КИНГ-76.

Для сред солянокупольной тектоники выявлено существование скачка времени для подсолевого отражения на временных разрезах ОГТ и ОПП, связанного с влиянием крутого склона соли. Исследована зависимость этого скачка времени от параметров скорости и глубины. Исследования на моделях соляного карниза показали, как интенсивность отраженно-дифрагированной волны от верхней границы соляного карниза изменяется в зависимости от кривизны закругления карниза. При больших радиусах закругления интенсивность дифрагированной волны становится соизмеримой с интенсивностью отраженных волн, и зона ее прослеживания увеличивается. С целью выяснения оптимальной системы наблюдений для прослеживания наклонных границ была проведена оценка (по отношению сигнал/шум) фланговых систем наблюдений по падению и восстанию границы. Показывается неравнозначность таких систем наблюдений.

Укажем на некоторые приложения результатов исследований, которые могут найти практическое применение как в сейсмических исследованиях, так и в физическом моделировании и в направлении дальнейших работ.

При проведении модельных исследований на моделях сложно построенных сред имеется возможность моделировать процесс обработки сейсмических данных и оценивать эффективность существующих и разрабатываемых комплексов обработки, не прибегая к дорогостоящим полевым наблюдениям. Это даст значительный экономический эффект. На основе полученных результатов в настоящее время создается банк тестовых двумерных моделей. В дальнейшем необходим переход на трехмерные модели сложно построенных сред с целью оценки эффективности пространственных систем наблюдений и алгоритмов обработки. В плане методики физического моделирования здесь необходима разработка способов изготовления твердых трехмерных моделей и создание автоматической сканирующей системы сбора экспериментальных данных, так как объем первичной информации при площадных системах наблюдений резко возрастает. Все это позволяет создать

банк трехмерных тестовых моделей и оперативно тестировать способы обработки площадных сейсмических данных.

Разработанная цифровая регистрирующая аппаратура и методика экспериментальных исследований позволяют описывать теоретические разработки по изучению распространения упругих волн в микронеоднородных средах как теоретической основы прямых поисков нефти и газа сейсмическим методом. Следующим этапом этих работ явится разработка технологии и создание трехмерных моделей зернистых коллекторов и проведение комплекса физических исследований на этих моделях и различных типах флюида. Это потребует создания техники и методики таких исследований.

Остановимся на одном проблемном вопросе, касающемся более корректного учета аппаратурных факторов при моделировании сейсмических процессов. Этот вопрос актуален как в физическом моделировании, так и в указанном комплексе его с математическим моделированием, особенно при изучении динамических особенностей сейсмических волн.

Среди аппаратурных факторов в первую очередь необходимо выделить источник и приемник сейсмических колебаний.

Под источником в настоящее время понимают некоторую поверхность, которая принадлежит сейсмической среде и на которой известно сейсмическое поле. Следовательно, заданию такого источника эквивалентно заданию входных данных для решения краевой задачи по распространению сейсмических волн в этой среде. Известные в настоящее время критерии сейсмических волновых полей учитывают именно такой источник. В реальных же ситуациях в создании указанного поля на «краевой» поверхности участвует некоторое инженерное устройство. Оно конструируется и создается с целью преобразовать энергию внешнего источника в сейсмические колебания, причем эти колебания должны быть распределены на краевой поверхности по вполне определенным, наперед заданным законам. Такое устройство, которое преобразует энергию внешнего источника в колебания поверхности этого устройства, контактирующего с сейсмической средой, назовем первичным источником. Следовательно, по определению необходимыми его составными частями являются источник внешней энергии, преобразователь ее в сейсмические колебания и контактная поверхность, общая как для этого устройства, так и для сейсмической среды. На основании известной теоремы о подобии сложной системы можно утверждать, что подобие для первичного источника должно быть рассмотрено не только для контактной поверхности в форме участия источника в общих критериях подобия сейсмического поля [40], но и для внешнего источника энергии и преобразователя.

Что касается подобия сейсмического приемника, то здесь необходимо учесть следующее. Такой приемник есть не что иное, как источник вторичных волн. Действительно, в поле первичных сейсмических волн, падающих на корпус сейсμοприемника, по-

следний колеблется и, как всякое колеблющееся тело, излучает сейсмические, но уже вторичные волны в среду, с которой контактирует. Разница между источниками первичных и вторичных волн состоит в том, что первый питается от источника внешней энергии, т. е. источника, показатели которого не зависят от параметров как волны, так и сейсмической среды, а второй (сейсмоприемник) — от источника «внутренней» энергии волны, падающей на корпус сейсмоприемника. Параметры такого источника энергии зависят как от параметров падающей волны, так и от параметров сейсмической среды. Кроме того, сейсмоприемник выполняет функцию преобразователя механической энергии колебания своего корпуса в электрическую, которая фиксируется регистратором. Таким образом, с целью учета всех основных процессов, участвующих в работе сейсмоприемника, последний должен быть определен как тело, контактирующее по контактной поверхности с сейсмической средой, колеблющееся под действием падающей на него сейсмической волны и вследствие своих колебаний излучающее вторичные волны в эту среду, а также приводящее в действие преобразователь сейсмоприемника.

В настоящее время иногда пользуются понятием сейсмоприемника как устройства, выполняющего только функцию преобразования механической энергии колебания корпуса сейсмоприемника в энергию электрическую. При этом заведомо предполагается, что корпус сейсмоприемника не излучает вторичных волн и движется в поле падающей волны точно так же, как смещаются частицы среды в месте его установки при условии его отсутствия здесь. И вопрос о подобии сейсмоприемника совместно с его контактом со средой, естественно, не возникает, так как предполагается, что он не вносит никаких искажений в измеряемое сейсмическое поле. Между тем процесс излучения вторичных волн может заметно искажать падающую волну, и, следовательно, как процесс измерения, так и указание подобия должны быть рассмотрены с учетом этого искажения, обусловленного влиянием на работу сейсмоприемника — в конечном счете — параметров сейсмической среды в месте его установки.

В настоящей работе мы не останавливаемся на проблеме подобия сейсмоприемника в натуре и модели, так как выбранные для моделирования специальные задачи не требуют ее решения. Однако изучение этого вопроса представляется актуальным в связи с необходимостью совершенствования методики сейсмических работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверко Е. М. Десятиканальный сейсмоскоп.— Вести. ЛГУ, 1959, № 16, вып. 3.
2. Аверко Е. М. К методике моделирования поперечных волн.— В кн.: Поперечные и обменные волны в сейсморазведке. М.: Недра, 1967, с. 146—157.
3. Аверко Е. М., Матюшин В. М. Сквжинные поляризационные ультразвуковые датчики.— Геол. и геофиз., 1969, № 2, с. 120—124.
4. Аверко Е. М., Куликов В. М. Чувствительные ультразвуковые поляризационные датчики для сейсмического моделирования.— В кн.: Методика сейсмических исследований. М.: Недра, 1969, с. 127—131.
5. Аверко Е. М., Балеста С. Т. Постановка задачи и методика сейсмического моделирования математического очага вулкана.— Геол. и геофиз., 1970, № 3, с. 81—88.
6. Аверко Е. М., Балеста С. Т. Волновая картина при моделировании очага вулкана.— Геол. и геофиз., 1970, № 6, с. 113—118.
7. Аверко Е. М., Балеста С. Т. Обработка результатов сейсмического моделирования очага вулкана.— Геол. и геофиз., 1970, № 8, с. 107—113.
8. Аверко Е. М. Излучение и прием упругих колебаний при двухмерном сейсмическом моделировании.— Геол. и геофиз., 1975, № 1, с. 111—118.
9. Аверко Е. М., Балеста С. Т., Григорян Г. В., Максимова Л. А. Физическое моделирование процессов распространения упругих волн в зоне магматических очагов вулканов.— Геол. и геофиз., 1980, № 11, с. 116—127.
10. Авров П. Я., Буялов Н. Я. Геологическое строение Эмбенской области и ее нефтяные месторождения. М.— Л.: ОНТИ, 1935.
11. Андреев Н. В. Авторское свидетельство № 27406, 1930.
12. Айзенштадт Г. Е.-А. Схема классификации соляных куполов Южной Эмбы.— Тр. Всесоюз. нефтян. научно-иссл. геол.-разв. ин-та, 1956, вып. 95, с. 214—221.
13. Больших С. Ф., Горбатова В. П., Давыдова Л. И. Изучение кинематических и динамических характеристик отраженных и головных волн на моделях слоистых сред.— Прикладная геофизика, 1961, вып. 30, с. 25—49.
14. Больших С. Ф. Сейсмокоп УЗС-2-60.— В кн.: Разведывательная и промысловая геофизика. Вып. 42. М.: Гостехиздат, 1961, с. 3—18.
15. Боканенко Л. Я. Ультразвуковой датчик с биморфным пьезоэлементом.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1966, № 1, с. 68—75.
16. Бондарев В. И. Опыт применения ультразвукового моделирования при решении одной из задач методики азимутальных сейсмических наблюдений.— Изв. вузов. Геология, 1965, № 6, с. 146—152.
17. Ведерников Г. В., Яшков Г. Н., Фирсова Т. К. К вопросу об изучении палеозойских отложений юга Западно-Сибирской плиты методами сейсморазведки.— Геол. и геофиз., 1980, № 5, с. 85—96.

18. Веников В. А. Теория подобия и моделирования. М.: Высшая школа, 1976, с. 5—48.
19. Викторова В. А. О влиянии несовершенства поверхности на распространение релеевских волн. — Докл. АН СССР, 1958, т. 119, № 3, с. 463—465.
20. Викторова В. А. О затухании релеевских волн на цилиндрических поверхностях. — Акустический журнал, 1961, вып. 7, с. 21—25.
21. Воскресенский Ю. Н. Об изучении сейсмических отражений от неаерикальных границ на трехмерных моделях. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 5, с. 29—30.
22. Воскресенский Ю. Н., Раппопорт М. Б. О роли частотной фильтрации при сейсмическом моделировании. — В кн.: Геоакустика. М.: Наука, 1966, с. 64—68.
23. Воскресенский Ю. Н. Состояние ультразвукового сейсмического моделирования. — В кн.: Современные тенденции развития отдельных видов геофизической разведки на нефть и газ. М.: ВНИИОЭНП, 1967, с. 47—60.
24. Вьюхин В. И. Наносекундный фиксатор уровня. — ПТЭ, 1972, № 3, с. 107—109.
25. Габасов В. М., Максимов Л. А., Чиркин В. И. Аппаратура для регистрации данных ультразвукового моделирования в цифровой форме. — Геол. и геофиз., 1979, № 12, с. 121—125.
26. Гальперин Е. И. Вертикальное сейсмическое профилирование. М.: Недра, 1971.
27. Гейслер А. И. О некоторых закономерностях образования солянокупольных структур. — Докл. АН СССР, 1951, т. 77, № 6, с. 1083—1086.
28. Гик Л. Д. Высокочувствительные измерительные усилители. Новосибирск: Наука, 1970.
29. Гильберштейн И. Г., Гурвич И. И. О применении дырчатых материалов для двухмерного сейсмического моделирования. — Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1960, № 1, с. 139—156.
30. Гильберштейн И. Г., Почтовик В. С. Об использовании пористых материалов для изготовления объемных сейсмических моделей с управляемыми свойствами. — В кн.: Геофизическая разведка, вып. 9. М.: Гостехиздат, 1962, с. 8—28.
31. Гильберштейн И. Г., Юнержан Л. Ш. Аппаратура для ультразвукового моделирования и цифровой регистрации сейсмических волновых процессов. — Разведочная геофизика, 1974, № 62, с. 67—71.
32. Голдин С. В., Черняк В. С., Судварг Д. И. Оценка параметров скоростной модели среды по данным многократного прослеживания отраженных волн. — Геол. и геофиз., 1978, № 6, с. 103—114.
33. Давыдова Н. И. Изучение на моделях зависимости динамических характеристик продольных головных волн от мощности преломляющего слоя. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 1, с. 11—22.
34. Давыдова Н. И. О зависимости амплитуд продольных головных волн, связанных с толстыми слоями, от скоростной дифференциация среды. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 5, с. 658—668.
35. Давыдова Н. И. О зависимости динамических характеристик дифрагированных сейсмических волн от параметров среды по данным моделирования. — Тр. МФЭ, 1963, № 30, с. 34—56.
36. Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 42, с. 263—270.
37. Журавлев В. С. Типы соляных структур Прикаспийской впадины. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 92, с. 162—201.
38. Запичаев Н. И., Сердюк З. Я., Залазаева Л. В., Яшина С. М. Нефтегазонасыщенность карбонатных пород силура — палеозоя карбона Западной Сибири. — Геология нефти и газа, 1978, № 1, с. 25—31.
39. Исакин Б. И., Бугров В. Р. Устройство для искусственного воспроизведения сейсмических волновых процессов на моделях типовых геологических структур (импульсный ультразвуковой сейсмофон). Авт. свид. № 97 488, кл. 42, с. 42 от 17 мая 1961 г.
40. Исакин Б. И. Подобие упругих волновых явлений. Ч. II. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 12, с. 1384—1388.

41. *Ивакин Б. И.* О моделировании поглощения сейсмических волн. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 7, с. 818—832.
42. *Ивакин Б. И.* Расчет и моделирование поглощения сейсмических волн. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 11, с. 1288—1309.
43. *Ивакин Б. И.* Упругие среды с неидеальной инерционностью и их модели. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 2, с. 210—220.
44. *Ивакин Б. И.* Методы управления упругостью и плотностью среды при двухмерном моделировании сейсмических волн. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 8, с. 1149—1167.
45. *Ивакин Б. И., Васильев Ю. Ф.* Емкостный приемник ультразвуковых импульсов для сейсмического моделирования. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 5, с. 725—729.
46. *Ивакин Б. И., Васильев Ю. Ф.* Волновые свойства дырчатых листов для сейсмического моделирования. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 12, с. 248—260.
47. *Изотс Дж. Ф.* Сейсмическое моделирование поперечных волн. — В кн.: Ультразвук в геофизике. М.: Недра, 1963, с. 48—61.
48. *Игнатьев П. С., Неволин Л. В.* Применение емкостных преобразователей упругих колебаний при сейсмическом моделировании. — В кн.: Геофизическая аппаратура. Вып. 51. Л.: Недра, 1973, с. 183—185.
49. *Иорш Ю. И.* Виброметрия. М.: Машгиз, 1963.
50. *Калинин Н. А.* К тектонике юго-востока Русской платформы. — Нефтяное хозяйство, 1954, № 10, с. 47—52.
51. *Калинин Н. А.* Основные закономерности в морфологии и нефтеносности соляных куполов Западного Казахстана. — Геология нефти, 1958, № 9, с. 25—37.
52. *Канцан А. Д.* Исследование волновода с нерезкими границами на двухмерных моделях. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1966, № 6, с. 39—46.
53. *Канарейкин Б. А.* О сейсмической анизотропии карбонатных отложений доюрского фундамента в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. — Геол. и геофиз., 1979, № 11, с. 114—120.
54. *Клеж-Мусатов К. Д.* Дифракция в упругих средах, разделенных клиновидной границей. — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 52, с. 6—72.
55. *Клеж-Мусатов К. Д., Ковалевский Г. Л., Черняков В. Г., Максимов Л. А.* Математическое моделирование дифракции сейсмических волн в угловых областях. — Геол. и геофиз., 1975, № 11, с. 116—124.
56. *Клеж-Мусатов К. Д.* Об изменении интенсивности волновых фронтов в окрестности границ геометрической тени. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2.
57. *Клеж-Мусатов К. Д., Ковалевский Г. Л., Черняков В. Г.* Сейсмические аномалии, связанные с локальными нарушениями. — Геол. и геофиз., 1976, № 12, с. 129—153.
58. *Ковалевский Г. Л., Аверко Е. М.* Динамические особенности записи отражений и их интерференции при наличии разрывных нарушений. — Геол. и геофиз., 1967, № 9, с. 80—89.
59. *Ковалевский Г. Л.* Гинематические и некоторые динамические особенности дифрагированных сейсмических волн. — Геол. и геофиз., 1971, № 7, с. 101—110.
60. *Кондратьев И. К.* Линейные обрабатывающие системы в сейсморазведке. М.: Недра, 1976.
61. *Косыгин Ю. А.* Соляная тектоника платформенных областей. М.—Л.: Гостехиздат, 1950.
62. *Косыгин Ю. А.* Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 29, с. 89—90.
63. *Кун В. В.* Особенности сейсмических волн в средах с вертикальными границами раздела по модельным исследованиям. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 5, с. 658—670.
64. *Ланда Е. И.* К оценке параметров малоамплитудного сброса методом оптимизации. — Геол. и геофиз., 1978, № 7, с. 80—89.

65. *Лебедева Ф. В.* Методика выделения волны PS при модельных исследованиях. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 8, с. 1204—1205.
66. *Дозинский З. Н., Мешбей В. И.* Определение скоростной модели среды по данным МОГТ. Обзор ВИЭМС, М., 1979.
67. *Локцик В. В.* Определение коэффициентов анизотропии продольных и поперечных волн на тонкослоистых моделях и образцах горных пород. — Геол. и геофиз., 1970, № 12, с. 87—93.
68. *Максимов Л. А., Оболенцева И. Р., Татарников М. А.* О моделировании процесса обработки сейсмических данных. — Геол. и геофиз., 1980, № 7, с. 101—110.
69. *Максимов Л. А., Канарейкин Б. А., Нефедкина Т. В., Яшков Г. Н.* Об особенностях отображения сложно построенных сред на временных разрезах МОГТ по данным физического моделирования. — Геол. и геофиз., 1981, № 1, с. 147—158.
70. *Материалы* количественного изучения динамики сейсмических волн. Т. II. М.: Изд-во ЛГУ, 1957.
71. *Меликшад А. Я., Цагребский С. А.* Цифровой преобразователь периодических повторяющихся высокочастотных волновых процессов. — Экспресс-информация, сер. «Региональная, разведочная и промысловая геофизика», 1973, № 5, с. 10—17.
72. *Миронов С. И.* Уральский нефтеносный район и условия его развития. — Нефть и сланцевое хозяйство, 1920, № 1, с. 3—14.
73. *Мушин И. А., Вилкова Е. С., Машинская Т. В.* Синтез методики обработки сейсмических данных на основе моделирования. — Разведочная геофизика, 1979, вып. 87, с. 3—16.
74. *Неволин Н. В.* Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. Л. — М.: Гостоптехиздат, 1951.
75. *Нефедкина Т. В., Кондакова Г. Н., Олейник Л. В.* Цифровая обработка обменных отраженных волн. — Геол. и геофиз., 1980, № 4, с. 67—77.
76. *Облогина Т. И.* Динамические характеристики дифрагированных волн. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 4, с. 377—390.
77. *Облогина Т. И.* Некоторые амплитудные особенности волн в средах с крутопадающими границами раздела. — Вестн. МГУ. Сер. Геология, 1961, № 4, вып. 2, с. 52—60.
78. *Обухов В. А.* Автоматический анализатор спектра ультразвуковых колебаний, регистрируемых при сейсмическом моделировании. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 10, с. 1510—1521.
79. *Обухов В. А.* Малогабаритный лабораторный сейсмоскоп ЛО-2/18. — Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, 1963, № 30, с. 88—96.
80. *Пархоменко И. С.* Изучение на моделях прохождения головной волны через слой с повышенной скоростью. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 2, с. 196—209.
81. *Пархоменко И. С.* Об интенсивности волн, прошедших через серию слоев с повышенной скоростью. Ч. 1. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 5, с. 676—683.
82. *Пермяков И. Г.* Условия залегания нефти и дальнейшее направление разведок в Эмбенской области. — В кн.: Большая Эмба. Т. 1. М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 71—102.
83. *Патент США № 3 560 915 кл. 340—18 (1971).*
84. *Петин Г. П.* Выпосные предварительные усилители. — ИТО, 1975, № 1, с. 137—139.
85. *Петрашнев Г. И.* О строгости в постановке задач на сейсмическое моделирование. — В кн.: Геоакустика, М.: Наука, 1966, с. 19—24.
86. *Пузырев Ш. Н., Худобина Л. С.* Обзор экспериментальных исследований и некоторые теоретические положения по изучению поперечных и обменных волн. — В кн.: Экспериментальные исследования поперечных и обменных волн. Новосибирск, 1962, с. 7—23. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 16.)
87. *Пузырев Ш. Н., Базаревская Т. М.* Некоторые данные по изучению условий возбуждения поперечных волн. — В кн.: Экспериментальные исследования поперечных и обменных волн. Новосибирск, 1962, с. 182—200. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 16.)

88. Пузырев Н. Н. Временные поля отраженных волн и метод эффективных параметров. Новосибирск: Наука, 1979, с. 115—134.
89. Рамберг Н. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуг. М.: Мир, 1960, с. 116—128.
90. Раппопорт М. Б. К методике ультразвукового моделирования. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 9, с. 1309—1315.
91. Раппопорт М. Б. Об отражении сейсмических волн от пеззеркальных границ. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 2, с. 185—196.
92. Ризниченко Ю. В. О сейсмических свойствах слоя вечной мерзлоты. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1942, № 6, с. 251—262.
93. Ризниченко Ю. В., Ивакин Б. Н., Бугров В. Р. Моделирование сейсмических волн. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1952, № 3, с. 58—69.
94. Ризниченко Ю. В., Шамина О. Г. О многократных отраженных и проходящих волнах. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 12, с. 1689—1706.
95. Ризниченко Ю. В., Шамина О. Г., Ханушина Р. В. Упругие волны с обобщенной скоростью в двумерных биморфных моделях. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1981, № 4, с. 497—519.
96. Ризниченко Ю. В., Шамина О. Г. Исследование зоны тени при моделировании коры и верхней мантии. — Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1963, № 15, с. 11—24.
97. Рогоза О. И. Динамические особенности преломленно-дифрагированных волн. — Прикладная геофизика, 1961, вып. 29, с. 3—11.
98. Рыкунов Л. П. Дифрагированные на земном ядре Р-волны и жесткость ядра Земли. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. физ.-мат. наук. М.: МГУ, 1958.
99. Рыкунов Л. Н., Хорошева В. В., Седов В. В. Двухмерная модель волновода с нерезкими границами. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 11, с. 1601—1603.
100. Рябинкин А. А., Воскресенский Ю. Н. О роли шероховатости сейсмических границ при образовании на них головных волн. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1965, № 1, с. 31—41.
101. Саваренский Е. Ф. Об углах выхода сейсмической радиации и некоторых смежных вопросах. М.: Изд-во АН СССР, 1952.
102. Саусвелл Р. В. Введение в теорию упругости. М.: ИЛ, 1948.
103. Сибиряков Б. П., Масилов Л. А., Татарникова М. А. Аннизотропия и дисперсия упругих волн в слоистых периодических структурах. Новосибирск: Наука, 1980.
104. Соболев В. И., Лачугин В. И., Калугин В. В. Устройство выборки и хранения мгновенных значений аналогового сигнала. — ПТЭ, 1976, № 3, с. 90—91.
105. Сорохтин О. Г. Многоканальный импульсный ультразвуковой сейсмоскоп. — Тр. Ин-та Физики Земли АН СССР, 1959, № 6, с. 355—374.
106. Тен Цзигень. Динамические особенности сейсмических волн при наличии сброса (по данным моделирования). — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 3, с. 339—348.
107. Теулин И. Н. Ультразвуковые колебательные системы. М.: ИЛ, 1959, с. 227.
108. Трофимук А. А., Вышемирский В. С. Проблема нефтепосности палеозоя Западно-Сибирской низменности. — Геология нефти и газа, 1975, № 2, с. 1—7.
109. Улазов В. И. О моделировании очагов тектонических землетрясений при помощи ультразвуковых излучателей. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 2, с. 255—258.
110. Урутов А. К., Неволин Н. И. О форме индикатрис скорости в случае слоистых и трещиноватых сред по данным УЗ-моделирования. — В кн.: Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений (Уч. зап. Пермск. ун-та, сб. № 6). Пермь, 1965, с. 100—105.
111. Файзуллин И. С., Епинатьева А. М. Отраженные и головные волны от тонких слоев по наблюдениям на твердых трехмерных моделях. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967, № 6, с. 45—55.

112. *Файзуллин И. С., Паленов А. М.* Датчики для измерения скоростей распространения поперечных волн на образцах.— В кн.: Акустические методы исследования нефтяных и газовых скважин. М.: изд. ВНИИГГ, 1972, с. 271—279.
113. *Хараз И. И., Ивакчук А. М., Михайлов В. А., Пеннер О. Я.* Влияние соляного тела на форму годографов отраженных волн от подстилающих границ.—Разведка геофизическая, 1979, вып. 87, с. 37—43.
114. *Химельблау Д.* Прикладное нелинейное программирование. М.: Мир, 1975.
115. *Хорошева В. В.* Исследование волновода на твердой двухмерной модели с резкими границами.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 8, с. 1025—1033.
116. *Шажина О. Г.* Методика трехмерного моделирования волноводной модели на твердых средах.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1965, № 7, с. 102—105.
117. *Шатазов О. В.* Обработка материалов сейсморазведки МОВ в солянокупольных районах. (Методическое пособие). Саратов: изд. ОНТИ ВНИИГГ, 1971.
118. *Шушлин С. В.* О тектонике Эмбенского района.— Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геолот. М., 1933, вып. I, II.
119. *Angona F. A.* Two-dimensional modeling and its application to seismic problems.— Geophys., 1960, v. 125, N 2, p. 468—482.
120. *Balk R.* Salt Dome-structure.— Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 1947, v. 31.
121. *Bezrodnov A. N.* A method of producing complicated transient boundaries in seismic models.— Studia geophys et geol., 1966, v. 10, N 3, p. 300—304.
122. *Bremaecker I. Cl.* Transmission and reflection of Bayleigh waves at corners.— Geophys., 1958, v. 23, N 2, p. 253—266.
123. *Carabellly E., Folicaldy R.* Seismic modeling experiment on thir layers.— Geophys., 1957, prosp. 5, N 3, p. 317—327.
124. *Healy I., Press F.* Two-dimensional seismic models with continuously variable velocity depth and density functions.— Geophys., 1960, v. 25, N 5, p. 987—997.
125. *Kato I., Takagi A.* Shismic model studies. On the initial motin of dilatational and ditortional waves produced by various types of force.— Geophys. 1957, v. 8, N 3.
126. *Knopoff L.* Surface motions of a thick plate.— G. Appl. Phys., 1958, v. 29, N 4, p. 661—670.
127. *Oliver I.* Body waves in loyred seismic models. Earthquake Notes seismol.— Soc. America, 1956, v. 27, N 4, p. 29—38.
128. *Press F.* A seismic model study of the phase velocity method of exploration.— Geophys., 1957, v. 22, N 2, p. 275—285.
129. *Rider I. A., Roever W. L.* Two-component capacitance-type displacement detector.— Rev. Scient. Instrum., 1958, v. 29, N 11, p. 951—961.
130. *Steveninck I.* Apparatus for semultanenos determination of longitudinal and shear wave velocities under pressure.— J. Scient. Instrum., 1967, v. 44, № 5, p. 379—381.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I	5
Физическое моделирование сейсмических процессов как средство решения прямых задач сейсмики	—
Состояние физического моделирования	—
Глава II	11
Способ и средства моделирования волновых полей и процесса обработки сейсмических данных	—
§ 1. Способ решения задачи моделирования	—
§ 2. Аппаратура для регистрации данных ультразвукового моделирования в цифровой форме	14
§ 3. Методика моделирования сейсмических волн различной поляризации	29
Глава III	33
Моделирование процесса обработки данных сейсморазведки способом общей глубинной точки применительно к задачам разведки сложно построенных структур	—
§ 1. Моделирование процесса обработки сейсмических данных для сред солянокупольной тектоники	—
§ 2. Моделирование процесса обработки данных для отложенной промежуточного структурного этажа Западно-Сибирской плиты	55
§ 3. Опробование алгоритма выделения малоамплитудных сбросов	68
Заключение	75
Литература	79

Евгений Михайлович АВЕРКО,
Леонид Анатольевич МАКСИМОВ

**МОДЕЛИРОВАНИЕ
СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ
И СПОСОБОВ ИХ ОБРАБОТКИ**

—◆—
Ответственный редактор
Николай Никитович Пузырев

—◆—
Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

—◆—
Редактор издательства
Ю. И. БУБЕНКОВ

Художественный редактор
С. М. КУДРЯВЦЕВ

Художник
Н. А. ПИСКУН

Технический редактор
А. В. СУРГАНОВА

Корректоры
Л. Л. МИХАЙЛОВА, В. В. БОРИСОВА

ИБ № 23360

Сдано в набор 28.04 83. Подписано к печати 22.11 83. МН-07583. Формат 60×90¹/₈.
Бумага для глубокой печати. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 5,5.
Усл. кр.-отт. 5,8. Уч.-изд. л. 7. Тираж 1000 экз. Заказ 597. Цена 1 р. 10 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовятся к выпуску следующие книги:

Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. 20 л. 3 р. 50 к.

На основе новейших геохимических, экспериментальных и теоретических данных рассматриваются физико-химические условия формирования горных пород и минеральных рудных ассоциаций.

Рассмотрены модели силикатно-рудных и силикатно-флюидных систем, равновесия в гидротермальных растворах, фазовые отношения в системах с минералами переменного состава. Приведены новые термодинамические данные для силикатных и рудных систем и рассмотрены методические вопросы физико-химического эксперимента.

Для геологов, геохимиков и специалистов по рудным месторождениям.

А. М. Гофман, А. В. Перевалов. Температурная зависимость эманулирующей способности радиоактивных минералов. 5 л. 80 к.

Монография посвящена изучению эманулирующей способности радиоактивных минералов и влиянию на нее температурного фактора. Полученные результаты интерпретируются с позиций изменения кристаллохимических и физических свойств минералов при нагреве. Проведенные исследования позволили авторам дать описание уточненной физической модели процесса эманулирования минералов, обладающих дефектной кристаллической структурой, что имеет важное значение для определения возраста, палеотемпературного режима минералов.

Для геологов, геохимиков и изучающих физику твердого тела.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22, магазин «Наука».