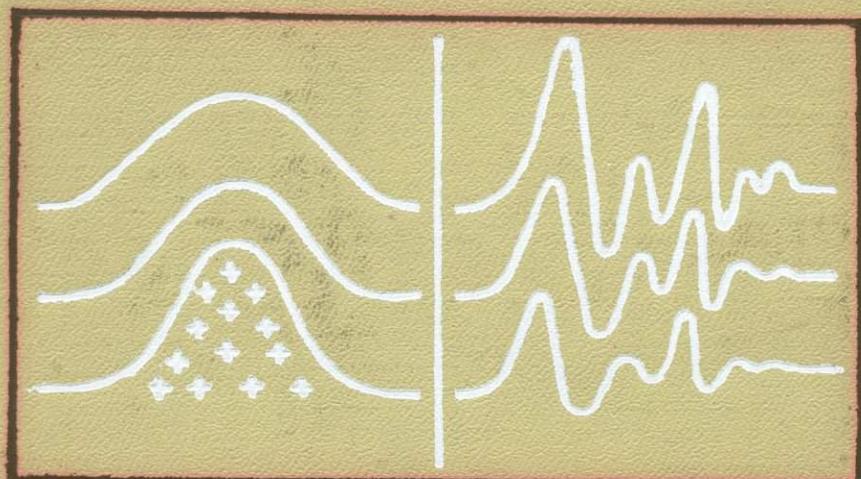


РЕШЕНИЕ
ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ
ЗАДАЧ
СЕЙСМИЧЕСКИМИ
МЕТОДАМИ
РАЗВЕДКИ



РЕШЕНИЕ
ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ
ЗАДАЧ
СЕЙСМИЧЕСКИМИ
МЕТОДАМИ
РАЗВЕДКИ

Научный редактор А. М. Епинатьева

3012



МОСКВА
НЕДРА
1979



Решение литологических задач сейсмическими методами разведки/Е. А. Галаган, А. М. Епинатьева, В. Н. Патрикеев, Н. Д. Стариченко. М., «Недра», 1979, 224 с.

Рассматриваются возможности сейсмического метода общей глубинной точки для прогноза литологического состава отложений осадочной толщи. По теоретическим расчетам и экспериментальным материалам исследуются пути использования для этих целей пластовых скоростей, пластовых коэффициентов поглощения и совокупности разных сейсмических параметров на основе теории распознавания образов. Среди многих сейсмических параметров наиболее информативными оказались параметры формы записи. На конкретных объектах получены положительные результаты прогноза литологического состава слоев мощностью от 100 м и более на глубинах до 4 км.

Книга рассчитана на геофизиков-сейсморазведчиков и геологов, занимающихся изучением вещественного состава пород и вопросами поисков месторождений полезных ископаемых.

Табл. 21, ил. 78, сп. лит. — 200 назв.

Авторы: Е. А. Галаган, А. М. Епинатьева, В. Н. Патрикеев, Н. Д. Стариченко

Р 20804—431
043(01)—79 160—79. 1904050000.

© Издательство «Недра», 1979

ИБ 2759

Евгения Александровна Галаган
Антонина Михайловна Епинатьева
Вячеслав Николаевич Патрикеев
Надежда Денисовна Стариченко

Решение литологических задач сейсмическими методами разведки

Редактор издательства Ф. Н. Чумакова
Переплет художника В. И. Казаковой
Художественный редактор В. В. Шутко
Технический редактор А. Е. Матвеева
Корректор Н. А. Громова

Сдано в набор 20.11.78. Подписано в печать 26.07.79. Т-14521. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага кн.-журн. Гарнитура литер. Печать высокая. Печ. л. 14,0. Уч.-изд. л. 14,70.
Тираж 1800 экз. Заказ 105/7106—3. Цена 1 р. 10 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

ВВЕДЕНИЕ

Достижения сейсморазведки последних двух десятилетий, видимо, сняли сомнения принципиального характера в возможности применения сейсморазведки для решения литологических задач и прямых поисков нефти и газа. Пути же их решения и возможные объекты применения находятся в стадии обсуждения и опробования.

В числе многих вопросов, возникающих перед сейсмическими методами разведки при постановке литологических задач, на одном из первых мест стоят вопросы о выборе типов волн (и соответственно метода сейсморазведки), а также наиболее информативных сейсмических параметров. В сейсмической литературе обсуждаются или используются для этих целей волны отраженные, преломленные (головные, преломленно-рефрактированные), проходящие (претерпевшие отражение или преломление на границах, залегающих глубже объекта исследований), а из параметров — амплитуды волн, форма записи, коэффициенты отражения, анизотропии и поглощения, скорости распространения продольных и поперечных волн, отношение этих скоростей, а также параметры, характеризующие рассеяние колебаний.

Перечисленные выше параметры условно можно разделять на прямые и косвенные. Условность связана с тем, что все они в той или иной степени зависят не только от литологии, но и от структурных особенностей — тонкой слоистости, локальных включений, кривизны границ и др.

К наиболее прямым параметрам можно отнести пластовые скорости $v_{\text{пл}}$ и пластовые коэффициенты поглощения $\alpha_{\text{пл}}$. Эти величины тесно связаны с литологическим составом отложений. При известных корреляционных связях между $v_{\text{пл}}$, $\alpha_{\text{пл}}$ и типом пород (общих или характерных для района исследований) по величине $v_{\text{пл}}$ или $\alpha_{\text{пл}}$ (а лучше совместно $v_{\text{пл}}$ и $\alpha_{\text{пл}}$) [140] может быть определен литологический состав. Точность решения этой задачи тем выше, чем больше точность и разрешенность данных о $v_{\text{пл}}$ и $\alpha_{\text{пл}}$, чем больше дифференциация скоростей в разных породах и меньше влияние мешающих факторов (структурных, волн-помех и др.).

Другие перечисленные выше параметры можно отнести к косвенным, так как они в большей степени зависят от структурных факторов. Так, амплитуды волн и коэффициенты отражения могут сильно изменяться за счет тонкой слоистости отражающего объекта, кривизны границ и т. п.

Подход к выбору волн и параметров, очевидно, должен быть различен в зависимости от характера литологических задач. Можно выделить следующие их разновидности:

- 1) разделение разреза на отдельные литолого-стратиграфические комплексы;
- 2) выделение в разрезе определенного литологического комплекса;
- 3) оконтуривание области распространения изучаемого комплекса.

Очевидно, что методики решения литологических задач должны существенно различаться в зависимости от изученности объекта с помощью бурения и каротажа. При наличии данных бурения и каротажа становится возможной привязка сейсмических данных к геологическим, выбор руководящих признаков для выделения исследуемого объекта и их использование на не изученной бурением территории с целью оконтуривания объекта по площади и поисков аналогичных объектов на соседних участках, сходных по геологическому строению. При этом решение может основываться на применении не только прямых, но и косвенных признаков (форма записи, амплитуды волн и др.).

В случае определения литологического состава всего разреза или его отдельных частей на не изученных бурением территориях решение, видимо, должно основываться на прямых признаках (величина скорости, коэффициенты поглощения) и известной их корреляционной связи с литологическим составом.

Предлагаемая книга базируется на методе отраженных волн в модификации метода общей глубинной точки (МОГТ). Рассмотрены возможности определения и применения для решения литологических задач пластовых скоростей, коэффициентов поглощения и совокупности многих признаков с использованием теории распознавания образов. Решение задач проводится на конкретных геологических объектах, частично изученных бурением и каротажем. Оно доведено до практических результатов и сопоставления с данными бурения и измерений в скважине.

Первый раздел написан Н. Д. Стариченко, он посвящен пластовым скоростям. Скорость распространения продольных волн тесно связана с литологическим составом пород и с их свойствами (пористость, трещиноватость, насыщение жидкостями и т. п.).

Возможности использования пластовых скоростей для решения литологических задач зависят от точности определения этого параметра, достижимой разрешенности данных и дифференциации пород по скоростям. В этом разделе рассмотрены вопросы методики определения пластовых скоростей по данным МОГТ, зависимость пластовых скоростей от таких факторов, как квазианизотропия, локальные включения в покрывающей толще и др. На экспериментальных материалах по Краснодарскому краю проведено детальное расчленение разреза по пластовым скоростям, оценена точность определения v_{pl} , установлено соответствие v_{pl} и литологической характеристики среды. Важным результатом является детальное расчленение среды по пласто-

вым скоростям (точность и детальность сопоставимы с сейсмокаротажем) и установление сильных горизонтальных изменений $v_{пл}$. Полученные результаты согласуются с геологическими данными о фациальном изменении состава слоев и свидетельствуют о возможности решения по $v_{пл}$ таких задач, как определение фациального изменения и замещения в слоях, выделение зон выклинивания определенных литологических разностей и т. п.

Второй раздел написан В. Н. Патрикеевым и посвящен поглощающим свойствам разреза. Коэффициенты поглощения привлекают особое внимание при решении литологических задач, так как они более чувствительны к изменению свойств среды, чем скорости. Во втором разделе дан анализ различных способов определения коэффициентов поглощения по данным метода отраженных волн. Предложен новый способ, который базируется на меньшем числе ограничивающих предположений и обеспечивает большую точность определения коэффициентов поглощения, чем известные ранее способы. Указан путь дальнейшего повышения точности с использованием многих трасс сейсмограмм. По материалам МОГТ, полученным с современной цифровой станцией в Припятской впадине, проведено определение коэффициентов поглощения. Показана возможность детального расчленения среды по пластовым коэффициентам поглощения, установлены их изменения в горизонтальном направлении. Сделан вывод о возможности использования пластовых коэффициентов поглощения для определения литологических свойств достаточно толстых слоев.

В этом разделе отметим новый способ определения коэффициентов поглощения, обладающий рядом преимуществ по сравнению с известными, возможность повышения точности определения коэффициентов поглощения с использованием многих трасс сейсмограмм ОГТ и практические результаты детального расчленения разреза одного из районов Припятской впадины по пластовым коэффициентам поглощения и установление их изменения в горизонтальном направлении.

Третий раздел написан Е. А. Галаган. Для решения литологических задач использован теоретический аппарат методов распознавания образов. Объектом прогноза являлись межсолевые отложения в Припятской впадине, к которым приурочены известные нефтяные залежи. На основании большого объема детальных измерений скоростей в скважинах по данным акустического каротажа и наземных наблюдений МОГТ установлены связи динамических характеристик отраженных волн с составом и строением толщи межсолевых отложений. Сформировано пространство признаков для прогноза. Важно отметить, что в число наиболее информативных признаков для прогноза входили признаки формы записи отраженных волн.

Задачей прогноза являлось выделение участков, на которых исследуемые отложения представлены преимущественно карбо-

натными породами (перспективны при поисках нефти и газа), и отделение (как неперспективных) участков, на которых эти отложения имеют преимущественно песчано-глинистый состав. Получены положительные результаты. Прогноз выполнен для слоев мощностью 100—600 м, залегающих на глубине 3—4 км.

Руководство составлением книги и ее научное редактирование выполнено А. М. Епинатьевой. Ею же написаны Введение и Заключение.

Книга написана на уровне, достигнутом сейсмическими методами исследований к 1975—1977 гг. Стремительное развитие сейсморазведки, большое внимание к решению литологических задач должно привести к быстрому совершенствованию путей их решения. Но можно надеяться, что предлагаемая книга, отображающая один из первых опытов по литологической сейсмике в Советском Союзе, будет полезна читателям и ко времени ее выхода из печати.

Авторы выражают глубокую благодарность Г. И. Карапаеву, Н. А. Трапезниковой и В. И. Мешбею за консультации и научную помощь в выполнении исследований, Т. В. Александровой и Е. И. Куриленко — за подготовку книги к печати.

Раздел первый

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАСТОВЫХ СКОРОСТЕЙ ПО ДАННЫМ МОГТ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ

Для успешного решения таких задач сейсморазведки, как преобразование временных разрезов в глубинные, стратиграфическая привязка сейсмических границ, изучение вещественного состава глубинных слоев земной коры и т. п., необходимы данные о скоростях распространения упругих волн. Разработка и совершенствование методов определения скоростей осуществлялись одновременно с развитием сейсмической разведки. При этом большое внимание уделялось способам определения скоростей, основанных на интерпретации гидографов различных сейсмических волн, которые зарегистрированы на земной поверхности. Ю. В. Ризниченко, Н. Н. Пузыревым, А. К. Уруповым и другими исследователями предложены различные методы определения скоростей, базирующиеся на ручной обработке записей одиночных гидографов сейсмических волн. Подробный анализ существующих способов определения скоростей дан в работе А. К. Урупова [151].

До последнего времени сейсморазведка ограничивалась в большинстве случаев решением структурных задач, поисками крупных антиклинальных, сводовых и сбросовых ловушек при глубинах исследований до 3—4 км. В настоящее время ставятся задачи существенного повышения глубинности исследований и поисков различных типов стратиграфических ловушек, зон выклинивания и фациального замещения, локальных поднятий небольших размеров и малой амплитуды, выявления рифов и соляных куполов, тектонических нарушений, зон трещиноватости, повышенной пористости отложений и т. п.

Для решения перечисленных задач необходима высокая точность определения сейсмических скоростей. Требования, предъявляемые к точности определения скоростей при сейсмической обработке и интерпретации, зависят от их последующего использования. В работе [194] перечислены некоторые задачи, основанные на применении сейсмических скоростей, и указана необходимая при этом точность их определения. Так, согласно [194], для коррекции кинематических поправок в МОГТ достаточно определять эффективные скорости $v_{\text{эфф}}$ с точностью 2—10 %, с целью стратиграфической детализации (слой мощностью 120 м на глубине 3 км) необходима существенно большая точность: $v_{\text{эфф}} - 0,1 \%$, $v_{\text{пл}} - 3 \%$.

При решении традиционных структурных задач сейсмической разведки обычно ограничивались определением эффективных и средних скоростей. Для решения новых задач требуется детальное изучение пластовых скоростей, их изменений в вертикальном и горизонтальном направлениях, зависимости скорости сейсмических волн от направления распространения (сейсмическая анизотропия) и др. Детальное изучение распределения пластовых скоростей стало возможным благодаря развитию методов скоростного анализа данных многократного профилирования, обеспечивших существенное повышение точности их определения на основе статистических методов обработки большого объема информации.

До последнего времени работы по детальному определению пластовых скоростей еще не получили широкого развития и мало освещены в литературе. Из отечественной литературы укажем работу [72], в которой приведены результаты массового определения пластовых скоростей вдоль профиля; из зарубежных публикаций на эту тему можно назвать работы [172, 179].

Настоящий раздел посвящен детальному изучению скоростного строения реальных сред. В качестве объектов исследования выбраны северные районы Краснодарского края, в которых выполнены наблюдения МОГТ и комплексные сейсмоакустические исследования в скважинах.

Приведены обзор работ по способам определения эффективных, средних и пластовых скоростей на основе скоростного анализа данных МОГТ и подробное описание методики, применявшейся для изучения сейсмических скоростей в настоящей работе. Рассмотрены отдельные факторы, влияющие на точность определения пластовых скоростей при скоростном анализе материалов МОГТ. Исследовано влияние неоднородностей верхней части разреза, интерференции волн и сейсмической квазианизотропии. Приведены результаты определения пластовых и средних скоростей по данным МОГТ в северных районах Краснодарского края. Изучены распределения скоростей и их изменение с глубиной и вдоль профилей. В работе использованы материалы сейсмических исследований треста «Краснодарнефтегеофизика».

Глава I

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭФФЕКТИВНЫХ, ПЛАСТОВЫХ И СРЕДНИХ СКОРОСТЕЙ ПО ДАННЫМ МОГТ

В настоящей главе приведен обзор работ, в которых освещены способы определения сейсмических скоростей по данным МОГТ. При этом основное внимание удалено способам автоматического скоростного анализа волнового поля, позволяющим

находить значения фиктивной скорости $v_{\text{огт}}$, и способами пересчета значений $v_{\text{огт}}$ в эффективные, средние и пластовые скорости.

§ 1. Способы скоростного анализа

За последние 7—8 лет различными исследователями предложены и опробованы на фактическом материале разные способы автоматического скоростного анализа. Последние могут быть разделены на две группы. К первой группе относятся способы скоростного анализа, основанные на разновременном суммировании данных [19, 50, 68, 86, 92, 176 и др.]. Способы второй группы связаны с применением корреляционных методов — взаимная корреляция и функция подобия [192, 195].

Определяющим элементом первой группы способов является разновременное суммирование сейсмических записей по различным направлениям, задаваемым набором кинематических параметров. Регулярным волнам на суммоленте соответствуют разрастания, а синфазному суммированию этих волн — максимумы разрастаний. По координатам максимумов разрастаний определяют кинематические параметры волн и соответствующие им времена t_0 . Примером разновременного суммирования является метод регулируемого направленного приема (МРНП) [131, 132], в котором задается величина временного сдвига Δt на базе суммирования, а поправки для промежуточных трасс сейсмограммы определяются путем линейного пересчета.

В связи с усложнением задач, решаемых сейсморазведкой, и широким внедрением в обработку ЭВМ появилась необходимость и возможность суммирования сейсмических записей по криволинейным осям, аппроксимирующими форму сейсмических гидографов. Как известно [87, 89], гидограф волны, отраженной от общей глубинной точки, при различных углах наклона отражающей границы может быть аппроксимирован гиперболой, минимум которой расположен в центре интервала взрыв — прием (независимо от наклона границ). Эта особенность гидографа ОГТ позволяет определять кинематические параметры отраженных волн по следующим величинам: t_0 — время пробега волны по нормали в центре интервала взрыв — прием, τ — приращение времени на фиксированной базе или фиктивной скорости $v_{\text{огт}}$. Вопросам теории и методики использования способов определения кинематических параметров волн, основанным на разновременном суммировании по криволинейным осям, посвящена обширная литература [11, 19, 29, 50, 52, 60, 68, 81, 86, 89, 91, 92, 93, 123, 176, 185, 200 и др.].

В общем виде алгоритм разновременного суммирования по криволинейным осям описывается формулой

$$u(t_0, \Theta_l) = \frac{1}{m} \sum_{n=1}^m y_n [t_0 + \Theta(x_n)], \quad (1.1)$$

где Θ_l — временной сдвиг линии суммирования на крайнем канале с абсциссой x_m ; $\Theta(x_n)$ — временной сдвиг l -й линии суммирования на канале с абсциссой $x=x_n$; m — число суммируемых каналов.

Алгоритм (I.1) может быть реализован различными способами. В работе [91] рассмотрены следующие способы определения кинематических параметров:

1) предварительный ввод исходных кинематических поправок $\tau(t_0, x)$ и последующее разновременное суммирование исправленной сейсмограммы по набору парабол второй степени $t=t_0+ax^2$ с различными коэффициентами a , заданными из условия постоянного сдвига времени между двумя соседними линиями суммирования на крайнем канале;

2) разновременное суммирование сейсмограммы ОГТ по набору гипербол, заданных из условия $v_{\text{огт}}=\text{const}$;

3) разновременное суммирование сейсмограммы ОГТ по набору гипербол, сдвиг Δt между которыми на крайнем канале является постоянной величиной.

Каждый из указанных способов обеспечивает нахождение кинематических параметров $t_0, \tau(t_0, x)$ или $t_0, v_{\text{огт}}(t_0)$, которые могут быть использованы для определения эффективной скорости.

Однако величины τ и $v_{\text{огт}}$, определенные по первым двум способам, искажены ошибками, которые обусловлены неодинаковым растяжением сейсмического сигнала по оси x при вводе кинематических поправок и отличием времени t_0 реализации максимума разрастаний от времени t_0 вступления волны. Формулы, учитывающие эти искажения, приведены в работе [91]. При третьем способе разновременного суммирования не происходит растяжения сигнала. Это принципиально позволяет определять скорость $v_{\text{огт}}$ с максимальной точностью.

В последние годы при дальнейшем совершенствовании способов анализа волнового поля и определения кинематических параметров волн разновременное суммирование было дополнено рядом новых операций: временным интегрированием суммопротрас $u(t_0, \Theta_l)$, нормированием суммопротрас на величину дисперсии амплитуд (критерий Стьюдента), энергетическими оценками сигнала и помехи в различных модификациях.

Предположим, что в результате разновременного суммирования сейсмограммы ОГТ получена суммопротраса $u(t_0, \Theta)$. Путем последовательного интегрирования значений $u^2(t_0, \Theta)$ на интервале ΔT получают оценку энергии сигнала

$$E_c(t_0, \Theta) = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K [u^2(t_{ok}, \Theta)]. \quad (I.2)$$

где K — число отсчетов на интервале интегрирования ΔT .

При величине ΔT , близкой к длительности сигнала, временное интегрирование повышает помехоустойчивость к фазовому разбросу исходных сигналов на сейсмограмме ОГТ.

Способы скоростного анализа, использующие функцию (I.2), рассмотрены в работах [89, 156, 169, 200].

В работах [35 и др.] описаны способы выделения волн и определения их кинематических параметров путем оценки средней амплитуды сигнала.

$$\bar{u}(t_0, \Theta) = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K [u(t_{ok}, \Theta)]. \quad (I.3)$$

В работах [159, 160] предложено находить кинематические параметры волн с помощью интегральных операторов корреляции $H_p(t_0, \Theta)$. Там же рассмотрены свойства оператора $H_p(t_0, \Theta)$ в зависимости от показателя p и принципы выбора оптимальной величины p . Интегральный оператор корреляции рассчитывается по формуле

$$H_p(t_0, \Theta) = \left\{ \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K |u(t_0, \Theta)|^p \right\}^{\frac{1}{p}} \quad (I.4)$$

и при $p=1$ имеет вид (I.3).

Способ, использующий операцию нормирования энергии сигнала в заданном параболическом (гиперболическом) окне на дисперсию амплитуд слагаемых $D_{t_0}(\Theta)$ предложен в работе [68]. Для случая параболического суммирования при фиксированном t_0 он описывается формулой

$$\frac{E(t_0, \Theta)}{D_{t_0}(\Theta)} = \frac{\sum_{k=1}^K \left[\sum_{n=1}^m y \left(t_0 + \Theta \frac{x_n^2}{x_{\max}^2} \right) \right]^2}{\sum_{k=1}^K \sum_{n=1}^m \left[y \left(t_0 + \Theta \frac{x_n^2}{x_{\max}^2} \right) - \bar{y} \left(t_0 + \Theta \frac{x_n^2}{x_{\max}^2} \right) \right]}, \quad (I.5)$$

где $\bar{y}(t_0 + \Theta \frac{x_n^2}{x_{\max}^2})$ — среднее значение сигнала на сейсмограмме ОГТ вдоль суммирующей параболы

$$t(x) = t_0 + \Theta \frac{x^2}{x_{\max}^2}.$$

Эффективность такого способа обусловлена его высокой чувствительностью к амплитудному разбросу вдоль фронта суммируемой волны, снижающей вероятность появления на преобразованной суммолненте ложных максимумов.

В рассмотренных выше способах энергия сигнала определяется по формуле (I.2), как энергия средней трассы на выходе оператора разновременного криволинейного суммирования. В работе [56] показано, что при ограниченном числе каналов суммирования оценка энергии (I.2) является завышенной.

С. А. Кацем [55] предложена более точная оценка энергии сигнала вида:

$$\hat{E}_c = \sum_{k=1}^K \left\{ \left[\sum_{n=1}^m y_n \left(t_0 + \Theta \frac{x_n^2}{x_{\max}^2} \right) \right]^2 - \sum_{n=1}^m y_n^2 \left(t_0 + \Theta \frac{x_n^2}{x_{\max}^2} \right) \right\} = \\ = \sum_{k=1}^K \left[\sum_{n=1}^m y_n \left(t_0 + \Theta \frac{x_n^2}{x_{\max}^2} \right) \right] \left[\sum_{l=1}^m y_l \left(t_0 + \Theta \frac{x_l^2}{x_{\max}^2} \right) \right]_{n+l}. \quad (I.6)$$

Применение оператора (I.6) описано в работах [35, 200].

С. А. Кацем [55] предложен способ энергетического анализа волнового поля, базирующийся на совместной обработке и интерпретации оценок энергии сигналов и помех,

$$\hat{\rho}(t, v) = \frac{\hat{E}_c(t, v)}{\hat{E}_n(t, v)}. \quad (I.7)$$

Здесь v — кажущаяся либо эффективная скорость полезного сигнала.

Энергия сигнала \hat{E}_c определяется по уточненной формуле (I.6). Энергия помехи \hat{E}_n равна разности между общей энергией волнового поля и энергией сигнала.

Совокупность оценок отношения сигнал/помеха, полученных в пределах некоторого интервала времени для заданного набора $\{v\}$, образуют энергограмму. Отдельным волнам на энергограмме соответствуют разрастания. По максимальным значениям $\hat{\rho}(t, v)$ определяют времена прихода, фиктивные скорости v отдельных волн и оценку отношения сигнал/помеха, характеризующую достоверность выделения этих волн. Этот способ обеспечивает надежное определение параметров слабых регулярных волн на фоне интенсивных помех, что позволяет рекомендовать его для обработки материалов, полученных в сложных сейсмо-геологических условиях.

Вопросы помехоустойчивости и разрешающей способности различных способов скоростного анализа рассмотрены в работе [57].

Способы скоростного анализа второй группы связаны с использованием корреляционных методов. В работе [195] предложен способ динамического корреляционного анализа. Для каждой пары трасс исходной сейсмограммы (с введенными кинематическими и статическими поправками) рассчитывают функции взаимной корреляции (ФВК), затем располагают их в определенном порядке и суммируют по прямолинейным осям. По максимумам полученных сумм выделяют волны, для каждой волны определяют относительный сдвиг между ФВК, с помощью которого рассчитывают значение $v_{\text{эфф}}$. По ФВК определяют энергию волны и ее энергетический спектр.

В работе [192] рассмотрен способ анализа скоростей в частотной области.

Способы скоростного анализа, основанные на суммировании, методически проще и требуют меньшего объема вычислений, чем корреляционные методы. Относительная точность обеих групп методов в большинстве случаев одинакова [186, 192]. В Советском Союзе корреляционные методы практического применения пока не получили.

§ 2. Способы определения эффективных, пластовых и средних скоростей

Описанные выше способы скоростного анализа позволяют получать значения фиктивной скорости $v_{\text{огт}}$. При горизонтальном залегании отражающих границ угол наклона границ $\phi=0$, если не учитывать искажений сигналов, вызванных введением априорных кинематических поправок [91] либо изменением во времени кривизны суммирующей гиперболы, $v_{\text{огт}} = v_{\text{эф}}$. В общем случае угол наклона границы $\phi \neq 0$ и полученные в результате скоростного анализа значения скорости являются завышенными [89]. Картина еще более усложняется при криволинейных границах. Влияния наклона и кривизны отражающих границ могут приводить как к увеличению эффективной скорости, так и к ее уменьшению. Это влияние зависит [158] от расположения промежуточных и отражающей границ в разрезе. Как показано в работе [158], результат действия наклона и кривизны промежуточной границы совместно с влиянием перепадов скоростей и наклонов отражающих границ может привести к довольно сложному поведению графиков эффективных скоростей для многослойной среды. В работах [71, 72, 88, 89, 151, 158, 161, 171, 174, 199] исследовано влияние кривизны и углов наклона отражающих границ и предложены способы учета этих факторов при определении $v_{\text{эф}}$.

Совместная обработка кинематических параметров волн, полученных в результате скоростного анализа сейсмограмм ОГТ и снятых с временного разреза, позволяет определить значения эффективных скоростей, которые исправлены за влияние углов наклона отражающих горизонтов [71, 72, 88, 89].

В работах [34, 151, 189] исследуется влияние горизонтального градиента скорости и предложены способы его учета.

Значения $v_{\text{эф}}$ могут быть использованы для определения пластовых (интервальных) скоростей. В средах со слабой скоростной дифференциацией различия между средней и эффективной скоростями незначительны [89]. Поэтому пластовые (интервальные) скорости $v_{\text{пл}}$ находят по формуле

$$v_{\text{пл}} = \frac{v_{\text{эф}, \text{п}} t_{0\text{п}} - v_{\text{эф}, \text{к}} t_{0\text{к}}}{t_{0\text{п}} - t_{0\text{к}}}, \quad (I.8)$$

где индексы «к» и «п» соответствуют кровле и подошве пласта.

В случае резкой скоростной дифференциации среды и связанный с этим эффекта преломления значения $v_{\text{пл}}$, рассчитанные по формуле (1.8), будут завышены. Эффект преломления сейсмических лучей на промежуточных границах учитывается путем приведения эффективных скоростей $v_{\text{эф}}$, определенных на конечной базе L , к предельным эффективным $v_{\text{эф.пр}}$ (при $L \rightarrow 0$). Различные способы расчета предельных эффективных скоростей и их точность рассмотрены в работах [72, 117, 151, 168, 171, 174].

С учетом значений $v_{\text{эф.пр}}$ рассчитывают пластовые скорости [72, 151] по формуле

$$v_{\text{пл}} = \sqrt{\frac{v_{\text{эф.пр.п}}^2 t_{\text{оп}} - v_{\text{эф.пр.к}}^2 t_{\text{ок}}}{t_{\text{оп}} - t_{\text{ок}}}}. \quad (1.9)$$

Пластовые скорости могут быть пересчитаны в средние.

Очевидно, что точность определения эффективных, средних и особенно пластовых скоростей зависит как от разрешающей способности и помехоустойчивости алгоритмов определения кинематических параметров (см. § 1 главы I), так и от правильного учета различных искажающих факторов. В работах [151, 189, 194, 197] рассмотрены факторы, влияющие на точность нахождения скорости (ошибки в определении приращения времени и в коррекции статических поправок, отношение сигнал/помеха, влияние зоны малых скоростей — ЗМС, интерференция с многократными волнами, изменение формы импульса при больших удалениях от источника и др.).

В сложных сейсмогеологических условиях, особенно в случае криволинейных границ раздела, не всегда удается компенсировать действие различных факторов введением соответствующих поправок. В последние годы различными исследователями предложены способы определения пластовых (интервальных) скоростей на основе принципов адаптивного моделирования [34, 173, 175, 193], позволяющие с высокой точностью вычислять значения $v_{\text{пл}}$ в средах со сложным геологическим строением.

Метод адаптивного моделирования объединяет решение прямой и обратной задач. При этом осуществляется последовательный перебор параметров все более усложняющейся модели среды таким образом, что функция, которая характеризует распределение сейсмической энергии в принятой модели среды по определенному критерию, дает наилучшее совпадение с функцией, описывающей реальные сейсмические данные. Разными авторами предложено оценивать результаты моделирования на основе сопоставления различных функций.

В работе [173] рассматривается алгоритм, предусматривающий использование в качестве подобной функции спектров скоростей и выполнение вычислений по следующей схеме: перебор параметров модели среды — формирование соответствующей теоретической сейсмограммы — расчет спектров скоростей — со-

поставление теоретических спектров скоростей с рассчитанными по реальным материалам. Реализация подобного алгоритма связана с большим объемом вычислений.

Меньших затрат машинного времени требует вариант адаптивного моделирования, основанный на сопоставлении наблюденных гидографов отраженных волн с теоретическими, который предложен в работе И. Сэттлжера [193]. Здесь при решении прямой задачи рассматриваются среды с плоскими наклонными границами раздела и постоянными скоростями в слоях.

В работе [34] Г. Н. Гогоненковым и И. Ф. Борейко рассмотрен алгоритм определения пластовых и средних скоростей для сред с наклонными и криволинейными границами раздела и горизонтальным градиентом скорости. Оценка уточняющих поправок производится способом, требующим меньшего объема вычислений, чем в способе, описанном в работе [193]. Исходными данными здесь являются временной разрез ОГТ и фиктивные скорости предварительной модели $[v_{\text{огт}}(x)]_n$ по всем отражающим горизонтам. Для предварительной модели рассчитывают теоретические гидографы ОГТ и по ним методом наименьших квадратов определяют модельные значения $v_{\text{огт}, m}$. По формуле Левина [69] для той же модели вычисляют значение предельной эффективной скорости $v_{\text{эф}, \text{пр}, m}$ и оценивают разность $\Delta v_{n, m} = v_{\text{огт}, m} - v_{\text{эф}, \text{пр}, m}$. Полученная разность $\Delta v_{n, m}$ вносится в экспериментальное значение $v_{\text{огт}, n}$, по исправленным величинам $v_{\text{огт}, n}$ вновь рассчитывают модель среды. Процесс повторяется до тех пор, пока значения пластовой скорости $v_{\text{пл}, n}$ и глубины залегания границы H_n , определенные в процессе двух последовательных итераций, не совпадут в пределах заданной точности. Затем осуществляется переход к следующему горизонту. Перебор всех горизонтов дает на выходе окончательные значения пластовых скоростей $v_{\text{пл}}(x)$ и глубинный разрез $H(x)$.

Деление способов определения пластовых и средних скоростей на два вида (последовательный пересчет $v_{\text{огт}} - v_{\text{эф}} - v_{\text{эф}, \text{пр}} - v_{\text{пл}} - \bar{v}$ и адаптивное моделирование) весьма условно. В ряде случаев целесообразно применять оба подхода при определении пластовых скоростей. В Центральной геофизической экспедиции (ЦГЭ) МНП предложен способ, включающий предварительное определение значений $v_{\text{пл}}$ на основе пересчета $v_{\text{огт}}$ с введением различных поправок (см. ниже), последующее уточнение значений $v_{\text{пл}}$ и углов наклона границ путем адаптивного моделирования. Предшествующее адаптивному моделированию определение $v_{\text{пл}}$ позволяет существенно сократить диапазон перебираемых значений пластовых скоростей. Задачей адаптивного моделирования в этом способе является устранение ошибок, связанных с приближенностью аппроксимации сред, которая принята при пересчетах.

Все способы адаптивного моделирования требуют большого объема вычислений, и поэтому их внедрение в массовую обра-

ботку сейсмической информации ограничено возможностями ЭВМ среднего класса (БЭСМ-4, М-222), используемых в вычислительных центрах геофизических производственных организаций. Вместе с тем возможности способов пересчета далеко не исчерпаны и во многих районах эти способы определения пластовых скоростей должны обеспечивать достаточную точность. В настоящей работе описаны результаты опробования способа определения пластовых и средних скоростей, разработанного ЦГЭ МНП.

§ 3. Методика определения скоростной характеристики среды по данным ОГТ

Как отмечалось выше, принципиальные возможности определения скоростной характеристики среды заложены в способах разновременного криволинейного анализа сейсмограмм ОГТ. Определяющим элементом этих способов является разновременное суммирование составляющих волнового поля сейсмограммы ОГТ по вееру гипербол (парабол).

Результаты разновременного анализа могут быть представлены в виде спектров скоростей [89, 156], характеризующих на заданном времени t_0 сейсмограммы ОГТ, зависимость суммарной энергии волнового поля $E(t_0, v_{\text{огт}})$ от кинематических параметров линий анализа — фиктивной скорости $v_{\text{огт}}$, которая обеспечивает трансформацию годографа в линию $t_0 = \text{const}$, либо приращения времени годографа $\tau(x_{\max})$ на крайнем канале сейсмограммы ОГТ.

Существуют два способа представления спектров скоростей. В первом осуществляется анализ сейсмограммы ОГТ (одной или нескольких) на различных фиксированных временах t_0 , проводится построение вертикальных спектров скоростей $E(t_0, v_{\text{огт}})$. Во втором способе строят горизонтальные спектры скоростей [185] представляющие собой непрерывную последовательность энергетических кривых $E(t_0, v_{\text{огт}}, l)$ по профилю для фиксированного отражения, где t_0 — время реализации волны на временном разрезе; $v_{\text{огт}}$ — фиктивная скорость; l — координаты точки профиля.

Вычисление спектров скоростей может проводиться по различным алгоритмам [72]. В настоящей работе при расчете спектров скоростей использовался следующий оператор:

$$E(t_0, v_{\text{огт}}) = \sum_{t_0 - \frac{\Delta T}{2}}^{t_0 + \frac{\Delta T}{2}} \left\{ \sum_{i=1}^n F_i [t + \tau_i(t_0, v_{\text{огт},m})]^2 \right\}, \quad (1,10)$$

где F_i — i -ая трасса сейсмограммы ОГТ ($i = 1, 2, 3, \dots, n$);

n — число трасс в сейсмограмме ОГТ; $\tau_i = \sqrt{t_0^2 + \frac{x_i^2}{v_{\text{огт},m}}} -$

— t — кинематическая поправка со скоростью суммирования $v_{\text{огт}m}$; m — число перебираемых значений скорости ($m=1, 2, 3, \dots, M$); ΔT — интервал интегрирования по оси t_0 .

В результате построения горизонтальных спектров скоростей получают значения $v_{\text{огт}}(l)$ вдоль каждого отражающего горизонта $t_{0i}(l)$ (где i — номер горизонта), выделяемого на временном разрезе. Величины $v_{\text{огт}i}(l)$ и соответствующие им $t_{0i}(l)$ являются исходной информацией для определения эффективных, пластовых и средних скоростей.

Рассмотрим основные этапы определения скоростной характеристики среды согласно методике, описанной в работе [72]. Кривые $v_{\text{огт}}(l)$, полученные в результате анализа горизонтальных спектров скоростей, могут содержать ошибки, которые вызваны различными причинами (скоростные неоднородности в верхней части разреза, не учтенные статическими поправками, сильный фон регулярных и нерегулярных помех и др.). С целью исключения из дальнейшей обработки значений $v_{\text{огт}}$ с грубыми ошибками необходимо проанализировать характер изменения скорости по осям x и t_0 .

Поскольку истинная зависимость $v_{\text{огт}}(l)$, учитывающая горизонтальный градиент скорости, является в общем случае низкочастотной кривой [89], а ошибки единичных определений значений $v_{\text{огт}}$ высокочастотны, для повышения точности определения $v_{\text{огт}}$ применяют сглаживание отредактированных кривых $v_{\text{огт}}(l)$ по каждому горизонту. В комплекс программ ЦГЭ входит программа С-2 сглаживания способом скользящего интервала, внутри которого проводится аппроксимация исходной функции $v_{\text{огт}}(l)$ системой ортогональных полиномов Чебышева нулевой, первой или второй степени¹.

По сглаженным значениям зависимостей $v_{\text{огт}}(l)$ и $t_0(l)$, соответствующим различным горизонтам разреза, формируются массивы величин $v_{\text{огт}}(t_0)$ и $\Delta t_0(t_0)$, которые отвечают фиксированному пикету профиля l [$\Delta t_0(t_0)$ — приращение времени горизонта на базе $L=0,5 \div 1,0$ км, в пределах которой отражающая граница предполагается плоской]. Совместная обработка массивов $v_{\text{огт}}(t_0)$ и $\Delta t_0(t_0)$ позволяет определить величины фиктивных скоростей, исправленных за влияние угла наклона отражающего горизонта, т. е. осуществить пересчет значений $v_{\text{огт}}(t_0)$ в $v_{\text{эф}}(t_0)$ [71, 72].

Как известно [89], фиктивная скорость $v_{\text{огт}}$ связана с эффективной скоростью $v_{\text{эф}}$ соотношением

$$v_{\text{огт}} = \frac{v_{\text{эф}}}{\cos \varphi}. \quad (I.11)$$

¹ В настоящее время В. И. Мешбеем, В. М. Глотовским и Н. Д. Стариценко предложено при сглаживании кривых $v_{\text{огт}}(l)$ использовать весовые коэффициенты, численно равные максимальным значениям коэффициентов подобия П ($v_{\text{огт}}$).

Связь приращения времени горизонта Δt_0 на базе L временного разреза с углом φ наклона горизонта выражается уравнением [71]

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{\Delta t_0 v_{\text{огт}}}{2L} - \frac{t_0 v'_{\text{огт}}}{2}, \quad (I.12)$$

где $v'_{\text{огт}} = \frac{dv_{\text{огт}}(l)}{dl}$ — производная $v_{\text{огт}}$, определяемая для фиксированного отражения по графику $v_{\text{огт}}(l)$.

Совместное решение уравнений (I.11) и (I.12) позволяет выразить эффективную скорость через параметры t_0 , $v_{\text{огт}}$, $v'_{\text{огт}}$ и Δt_0

$$v_{\text{эф}} = \frac{v_{\text{огт}}}{\left[\left(\frac{\Delta t_0 v_{\text{огт}}}{2L} + \frac{t_0 v'_{\text{огт}}}{2} \right)^2 + 1 \right]^{1/2}}. \quad (I.13)$$

Найденные значения $v_{\text{эф}}$ используются для определения пластовых (интервальных) и средних скоростей.

Согласно работе [168], в средах с резкой скоростной дифференциацией при расчете $v_{\text{пл}}$ необходимо учитывать преломление луча в покрывающей толще. Поэтому перед определением $v_{\text{пл}}$ значения $v_{\text{эф}}$, найденные на базе L , должны быть пересчитаны в предельные эффективные скорости $v_{\text{эф.пр}}$ [117, 151, 168]. Такой пересчет осуществляется по формуле Брауна [168]. При этом значение дисперсии пластовых скоростей, входящее в выражение для предельной эффективной скорости, находится путем последовательных приближений.

Величины предельных эффективных скоростей пересчитываются в пластовые скорости по формуле Урупова — Дикса [151, 174]

$$v_{\text{пл}}(t_{0i}) = \sqrt{\frac{t_{0i} v_{\text{эф.пр}}^2(t_{0i}) - t_{0i-1} v_{\text{эф.пр}}^2(t_{0i-1})}{t_{0i} - t_{0i-1}}}. \quad (I.14)$$

Найденные значения пластовых скоростей используются для определения средних скоростей

$$\bar{v}(t_{0k}) = \frac{\sum_{i=1}^k v_{\text{пл}} i \Delta t_{0i}}{t_{0k}}, \quad (I.15)$$

где k — соответствует номеру отражающего горизонта, до которого определяют среднюю скорость; i — число горизонтов.

Результаты расчетов выводятся на печать и представляются в виде графиков.

Глава II

ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ТОЧНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СКОРОСТЕЙ

Усложнение ставящихся перед сейсморазведкой задач требует высокой точности определения сейсмических скоростей. Причем, если ранее в структурной сейсморазведке ограничивались нахождением эффективных и средних скоростей, то для решения новых задач необходима высокая точность определения пластовых скоростей.

В главе I описаны различные способы определения пластовых скоростей, при этом основное внимание уделено способам пересчета или последовательного нахождения значений $v_{\text{огт}} - v_{\text{эф}} - v_{\text{эф. пр}} - v_{\text{пл}}$. Следуя этой схеме, можно выделить основные группы факторов, влияющих на точность определения пластовых скоростей. К ним относятся:

1) ошибки определения $v_{\text{огт}}$ в результате разновременного криволинейного анализа сейсмограмм ОГТ;

2) ошибки в корреляции линий t_0 на временном разрезе и связанные с этим погрешности определения мощности слоя;

3) ошибки пересчета $v_{\text{огт}}$ в $v_{\text{эф}}$;

4) погрешности пересчета $v_{\text{эф}}$ в $v_{\text{эф. пр}}$.

Ошибки в значениях $v_{\text{огт}}$ в дальнейшем приводят к существенным погрешностям определения пластовых и средних скоростей. В работе [109] приведены количественные оценки погрешности величин пластовых скоростей (при фиксированной мощности слоя), обусловленные ошибкой в значениях $v_{\text{огт}}$. Так, при Δt_0 , равном 0,5 t_0 до кровли слоя, и отношений $v_{\text{огт. п}}/v_{\text{огт. к}} = 1,3$ погрешности в значении пластовой скорости в 3 раза больше ошибки в величине $v_{\text{огт}}$ (здесь Δt_0 — мощность слоя во временном масштабе; индексы «п» и «к» соответствуют подошве и кровле слоя).

Рассмотрим влияние различных факторов на точность определения значения $v_{\text{огт}}$.

§ 1. Влияние неоднородностей верхней части разреза на точность определения $v_{\text{огт}}$

Вследствие интегрального характера выделения сигналов по спектрам скоростей и определенной помехоустойчивости операторов выделения к случайным отклонениям, единичные ошибки в статических поправках за пункт взрыва или приема, которые носят случайный характер и проявляются в виде фазового разброса сигналов вдоль гидографа ОГТ, до некоторого предела не влияют на достоверность определения $v_{\text{огт}}(l)$. Систематические искажения гидографа ОГТ, связанные с локальными скоростными неоднородностями в верхней части разреза, могут су-

щественно изменять значение $v_{\text{ОГТ}}(l)$ вдоль профиля. Исследуем степень влияния этого фактора на точность определения $v_{\text{ОГТ}}$ для различных горизонтов временного разреза в зависимости от горизонтальных размеров скоростной неоднородности. Решение такой задачи аналитически представляет значительные трудности, поэтому используем моделирование на ЭВМ.

Рассмотрим модель пятислойной горизонтально-слоистой среды с плоскими границами раздела. Параметры модели приведены в табл. 1. Для каждого горизонта модели рассчитыва-

Таблица 1

Параметры модели пятислойной среды для расчета годографов ОГТ

Номер отражающего горизонта	t_0 до подошвы слоя, с	$v_{\text{ОГТ}}$ до подошвы слоя, км/с	H отражающей границы, км	$v_{\text{пл}}$, км/с
I	0,75	2,3	0,862	2,300
II	1,25	2,5	1,562	2,773
III	1,75	2,8	2,450	3,437
IV	2,25	3,2	3,600	4,317
V	2,75	3,6	4,950	5,020

лись теоретические годографы ОГТ по системе 12-кратного профилирования (число каналов $s=24$, шаг между пунктами взрыва (ПВ) и пунктами приема (ПП) равен 100 м).

Локальные скоростные неоднородности верхней части разреза задавались в виде сегмента окружности, примыкающего хордой к дневной поверхности. В процессе моделирования варьировалась скорость в слое, длина неоднородности $\Delta l=kx$ (где коэффициент $k=0,1; 0,2; \dots, 1, 2$; x — длина годографа ОГТ) и положение центра системы взрыв — прием по отношению к середине неоднородности. Величина максимальной мощности сегмента и значение пластовой скорости $v_{\text{пл}}$ в нем подбирались в зависимости от заданной величины максимальной статической поправки $\pm \Delta t$ за ПВ и ПП.

С целью определения $v_{\text{огт}}$ рассчитанные годографы аппроксимировались гиперболой по методу наименьших квадратов, что соответствует процедуре направленного анализа сейсмозаписи по гиперболическим направлениям. Полученное таким образом распределение значений $v_{\text{огт}}(l)$ для всех горизонтов отображает влияние регулярных искажений годографов регистрируемых волн, которые вызваны неучтенным воздействием скоростных неоднородностей верхней части разреза (рис. 1). Как видно, по мере того, как расстановка ОГТ продвигается вдоль скоростной аномалии, происходит закономерное искажение кривой $v_{\text{огт}}(l)$. Максимум кривой $v_{\text{огт}}(l)$ располагается над центром скоростной аномалии.

На рис. 2 показаны зависимости величины ошибок определения $v_{\text{огт}}$ от размеров скоростной аномалии по горизонтали для различных отражающих горизонтов. Ошибки в значениях $v_{\text{огт}}$

$$\frac{\Delta v_{\text{огт}}}{v_{\text{огт, ист}}} = \frac{v_{\text{огт max}} - v_{\text{огт, ист}}}{v_{\text{огт, ист}}},$$

где $v_{\text{огт max}}$ — максимальное значение $v_{\text{огт}}(l)$, определенное по искаженному годографу.

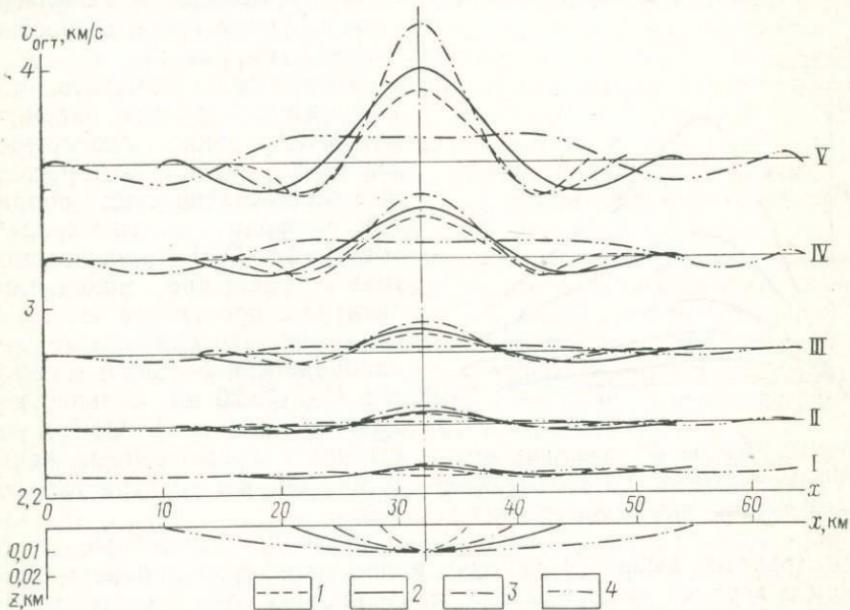


Рис. 1. Кривые $v_{\text{огт}}(l)$ при неучете влияния неоднородностей в верхней части разреза
I—V — номера отражающих горизонтов, параметры которых приведены в табл. 1; зна-
чения $\Delta l/x$: 1 — 0,33, 2 — 0,7, 3 — 1,0, 4 — 2,0

Анализ полученных результатов позволяет сделать следую-
щие выводы.

1. Скоростные неоднородности в верхней части разреза, не учтенные статическими поправками, вызывают регулярные иска-
жения годографа ОГТ, что приводит к значительным ошибкам в значениях $v_{\text{огт}}$, определяемым по спектрам скоростей.

2. Регулярное искажение годографа ОГТ одного знака при-
водит к знакопеременным искажениям значений $v_{\text{огт}}(l)$, сим-
метричным относительно абсциссы центра скоростной неодно-
родности. При положительном знаке искажения времен имеет-
ся положительный максимум флюктуации $v_{\text{огт}}(l)$ и два окай-
мляющих его минимума. Причем абсцисса основного максимума со-
ответствует абсциссе центра неоднородности.

3. С возрастанием времени t_0 регистрации отражения амплитуда флюктуации $v_{\text{огт}}(l)$ увеличивается.

4. Максимальные ошибки в значениях $v_{\text{огт}}(l)$ получаются при значении $\Delta l/x \approx 2/3$. С увеличением или уменьшением $\Delta l/x$ величина ошибки уменьшается. При значениях $\Delta l/x \geq 2$ основной максимум флюктуации над центром неоднородности практически исчезает.

5. Ошибки в значениях $v_{\text{огт}}$, вызванные неучетом скоростной неоднородности верхней части разреза, проявляются на интервале профиля протяженностью $(\Delta l + x)$ (см. рис. 1).

Необходимо заметить, что в настоящей работе рассматриваются такие скоростные аномалии, неучет которых с помощью статических поправок приводит к искажениям гидографа ОГТ, вызывающим только смещение максимума спектра скоростей по оси $v_{\text{огт}}$. Очевидно, что скоростные неоднородности большей мощности ($h_{\max} \geq 20$ м) сильнее искажают гидограф ОГТ, что вызывает существенные искажения формы спектра скоростей.

Явления, подобные рас-

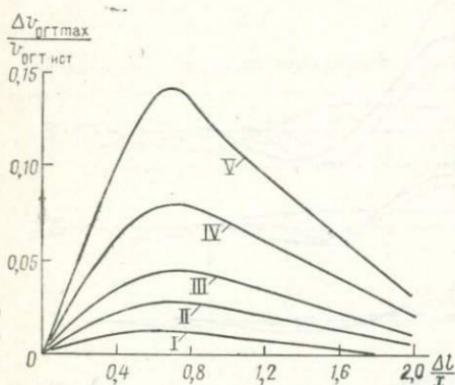
Рис. 2. Кривые максимальных относительных ошибок в значениях $v_{\text{огт}}$

I—V — номера отражающих горизонтов

смотренным выше, происходят и при изменении кривизны границ в верхней части разреза, разделяющих слои с существенно разными пластовыми скоростями. С приближением криволинейных границ к дневной поверхности искажения $v_{\text{огт}}$ увеличиваются. В случае горизонтально-слоистой модели с одной из границ, имеющей локальное синклинальное прогибание по дуге, центр которой расположен выше промежуточной границы, графики $v_{\text{огт}}(l)$ для границ ниже синклинали подобны графикам $v_{\text{огт}}(l)$, приведенным на рис. 1, но с меньшими значениями аномалий $v_{\text{огт}}$.

§ 2. Влияние анизотропии скоростей на форму гидографа ОГТ и значения $v_{\text{огт}}$

Большая часть алгоритмов выделения волн на сейсмограммах ОГТ и определения их кинематических параметров основана на гиперболической аппроксимации гидографов ОГТ [81, 86, 89, 93, 156]. Вместе с тем вопрос о правомерности такой аппроксимации исследован недостаточно полно [89, 107] и только для изотропных сред. В настоящее время получено много фактических данных, доказывающих существование анизотропии ско-



ростей сейсмических волн в осадочных, кристаллических и метаморфических породах [5, 98, 101, 135, 137, 162, 165, 196]. Поэтому представляет интерес оценка влияния анизотропии на форму годографа ОГТ¹.

Кроме того, в результате разновременного анализа (даже в случае правомерности гиперболической аппроксимации годографа) получают значение параметра гиперболы, наилучшим образом совпадающей с наблюденным годографом,— фиктивную скорость $v_{\text{огт}}$. Последняя характеризует некое интегральное значение скорости, отражающее влияние различных факторов (криволинейность границ, скоростная неоднородность и анизотропность среды и др.). В процессе дальнейшей обработки при определении пластовых и средних скоростей (см. § 3 главы I) среда считается изотропной и исключается только влияние угла наклона границ и скоростной неоднородности разреза. Правомерность неучета анизотропии требует предварительной оценки степени ее влияния на величину фиктивной скорости $v_{\text{огт}}$.

Наибольший интерес представляет анализ влияния анизотропии скоростей в тонкослоистых средах. Как показывают массивные данные акустического каротажа, тонкая слоистость в распределении скоростей представляет наиболее характерное свойство осадочных толщ. Именно такие среды являются одним из основных объектов исследований при поисках месторождений нефти, газа, угля и других полезных ископаемых.

Многие из тонких слоев плохо прослеживаются по площади, но наряду с этим в тонкослоистых разрезах часто выделяются [36, 54] хорошо прослеживающиеся пачки тонких слоев, которые отличаются от окружающей среды величиной среднепластовой скорости и большей дифференциацией скоростей в соседних прослойках. Число таких пачек в разрезе, величина скачка скорости на их границах и степень скоростной дифференциации среды как в пачках, так и в разделяющих их толщах пород существенно различны в разных геологических регионах [36, 44, 54].

С этими пачками, как правило, связаны интенсивные отраженные однократные и многократные волны, образующие сложное интерференционное поле на сейсмограммах ОГТ. Для сейсмических волн такие пачки могут проявлять свойства гомогенности и анизотропности [127, 188]. Например, в северной части Краснодарского края в толще терригенных пород на глубинах 1,2—1,4 км выделяется пачка пород (переслаивание известняков и песчаников), отличающаяся повышенным значением среднепластовой скорости. Экспериментально установлено [137, 138], что эта пачка пород является квазианизотропной средой

¹ В работе [129] исследовано влияние анизотропии на кинематические поправки МОГТ. При этом предположено, что индикаторика скоростей сейсмических волн имеет форму эллипса. Как показано в работах [101, 137], в реальных средах анизотропия скоростей существенно отличается от эллиптической.

III типа¹ (с минимумом на индикаторе скоростей в интервале углов 20—40°), причем анизотропные свойства пород проявляются на большой площади исследований; значения коэффициента анизотропии $\kappa_p = 1,16 \div 1,20$.

Задачи по оценке влияния анизотропии скоростей на форму годографа ОГТ и значения $v_{\text{огт}}$ решены на основе моделирования с использованием ЭВМ. Простейшей моделью тонкослоистой среды является периодическая двухкомпонентная среда, представленная чередованием однородных и изотропных слоев. Параметрами тонких слоев являются: скорости продольных (P) и поперечных (S) волн — v_{1P} , v_{1S} , v_{2P} , v_{2S} , плотности ρ_1 , ρ_2 и мощности $h_{\text{сл1}}$, $h_{\text{сл2}}$.

Для анализа влияния анизотропии скоростей на форму годографа рассмотрим модель неоднородной поперечно-изотропной среды: плоская горизонтальная отражающая граница и покрывающая ее горизонтально-слоистая среда, в которой $n-1$ изотропных слоев и один анизотропный (периодическая двухкомпонентная среда). В соответствии с работой [101], уравнение годографа отраженной волны для такой среды имеет вид:

$$t(i) = 2 \sum_{k=1}^{n-1} \frac{h_k v_n(i)}{v_{\text{пл}k} [v_{n-1}^2(i) - v_{\text{пл}k}^2 \sin^2 i]^{1/2}} + \frac{2h_n}{v_n(i) \left[1 + \left(\frac{d \ln v_n}{dt} \right)^2 \right]^{1/2} \cos \left[i + \arctg \left(\frac{d \ln v_n}{di} \right) \right]} ; \quad (\text{II.1})$$

$$x(i) = 2 \sum_{k=1}^{n-1} \frac{h_k v_{\text{пл}k} \sin i}{[v_{n-1}^2(i) - v_{\text{пл}k}^2 \sin^2 i]^{1/2}} + 2h_n \operatorname{tg} \left[i + \arctg \left(\frac{d \ln v_n}{di} \right) \right].$$

Здесь i — угол преломления нормали к фронту волны в анизотропном слое; h_k , $v_{\text{пл}k}$ — соответственно мощность (м) и скорость (м/с) в k -ом изотропном слое ($k=1, 2, \dots, n-1$); h_n , $v_n(i)$ — то же, в анизотропном слое.

Для расчетов выбрана простейшая модель рассмотренного типа сред — двухслойная покрывающая среда, в которой первый слой мощностью h_1 со скоростью $v_{\text{пл}1}$ — изотропный, а второй слой мощностью h_2 со скоростью $v_2(i)$ — анизотропный. Причем анизотропия скоростей сейсмических волн задается в слое с повышенной скоростью ($v_{2\perp} > v_{\text{пл}1}$); $v_{2\perp}$ — скорость в направлении оси симметрии среды, так как именно в этом случае за счет эффекта преломления сейсмические лучи проходят анизотропный слой под большими углами к оси симметрии, когда наиболее сильно сказывается зависимость скорости от угла.

Заметим, что в ряде платформенных районов Советского Союза скоростной разрез верхней части осадочного чехла в пер-

¹ По классификации, приведенной в работах [76, 101].

вом приближении можно аппроксимировать двухслойной средой. Например, в районах северной части Краснодарского края двухслойной средой в первом приближении аппроксимируются песчано-известковые отложения палеоценена (слой с повышенной скоростью) и вмещающие терригенные породы. Двухслойная модель среды используется для приближенной характеристики распределения скоростей в надсолевой терригенной и верхнесолевой толщах районов Припятского прогиба в БССР [101]. Поэтому выбранная с целью анализа влияния анизотропии модель двухслойной покрывающей среды имеет важное практическое значение.

Для оценки величины фиктивной скорости $v_{\text{огт}}$ по формулам (II.1) рассчитывались годографы $t(x)$ общей глубиной точки, которые сглаживались гиперболой по методу наименьших квадратов. Это соответствует способам криволинейного анализа сейсмограмм ОГТ, применяемым на практике.

Исследование влияния анизотропии на форму годографа ОГТ и значения $v_{\text{огт}}$ проведено путем сопоставления годографов $t(x)$ анизотропной среды с годографами $t_{\text{из}}(x)$ той же среды с изотропным вторым слоем, скорость в котором равна скорости в направлении оси симметрии среды. В силу этого для каждого анализируемого годографа анизотропной среды рассчитывались годографы изотропной среды, в которой $v_2(i) = v_{2\perp} = v_{\text{пл}\,2} = \text{const}$. Расчеты выполнены для базы наблюдения $L = 3$ км.

Как следует из уравнений (II.1), влияние анизотропии на форму годографов и степень изменения значения $v_{\text{огт}}$ определяется следующими факторами:

- 1) характером зависимости скорости от направления, т. е. типом анизотропии;
- 2) соотношением скоростей $v_{\text{пл}\,1}/v_{2\perp}$ в направлении оси симметрии в изотропном и анизотропном слоях;
- 3) соотношением мощностей h_1/h_2 изотропного и анизотропного слоев.

Влияние типа анизотропии скоростей

По характеру изменения скоростей Р-волн в зависимости от направления Ф. М. Ляховичем и М. В. Невским [76] выделены четыре типа квазианизотропных сред. В настоящей работе исследовано влияние анизотропии I—III типов как наиболее характерных [101] для осадочных толщ.

На рис. 3 показаны индикатрисы нормальных скоростей для трех исследованных типов анизотропии во втором поперечно-изотропном слое покрывающей среды. Эти кривые соответствуют двухкомпонентным моделям тонкослоистых сред, основные параметры которых приведены в табл. 2. Упругие параметры тонких слоев выбраны на основании экспериментальных данных. Для каждого типа анизотропии рассмотрен пример тонкослоин-

стой среды со слабой и сильной анизотропией (т. е. когда значения коэффициентов χ_p малы и велики).

На рис. 4, а приведены кривые максимального отклонения Δt_{\max} годографа ОГТ однократно отраженной волны от аппроксимирующей его гиперболы в зависимости от величины коэффициента анизотропии для I—III типов анизотропии (параметры исследованных моделей двухслойной покрывающей толщи при-

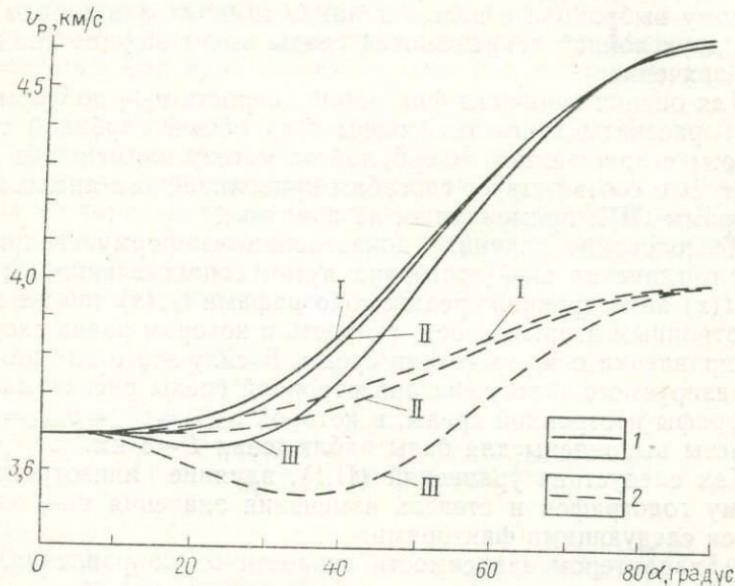


Рис. 3. Индикаторы лучевых скоростей квазипродольных волн для трех типов анизотропии в двухкомпонентной тонкослоистой среде
1 — $\chi_p \approx 1,3$; 2 — $\chi_p = 1,1$; I—III — типы анизотропии во втором поперечно-изотропном слое

Таблица 2

Параметры тонкослоистых моделей поперечно-изотропных сред для трех типов анизотропии

Номер модели	Тип анизотропии	v_{1P} , км/с	v_{1S} , км/с	v_{1P}/v_{2P}	v_{1S}/v_{2S}	ρ_1/ρ_2	χ_p
1	I	4,97	2,74	1,60	1,37	1,1	1,11
2	I	5,90	3,30	2,05	1,85	1,2	1,29
3	II	4,69	2,71	1,50	1,50	1,2	1,11
4	II	5,87	3,39	2,00	2,00	1,2	1,29
5	III	4,70	2,89	1,53	3,20	1,1	1,10
6	III	5,87	3,23	2,00	2,75	1,2	1,29

Примечание. Отношение мощностей $h_{\text{сл1}}/h_{\text{сл2}}$ для всех моделей равно единице.

ведены в табл. 3). Соответствующие изменения значения $v_{\text{ОГТ}}$ показаны на рис. 4, б. Как видно, с увеличением анизотропности среды величина максимального отклонения Δt_{\max} реального годографа от аппроксимирующей его гиперболы увеличивается для всех исследованных типов анизотропии, достигая при $\chi_p \approx$

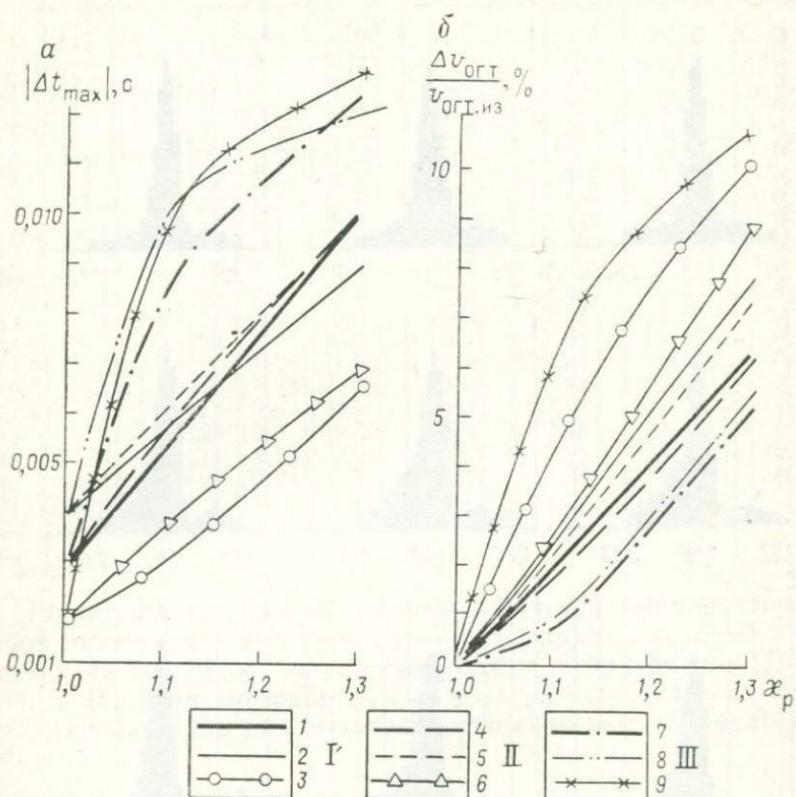


Рис. 4. Влияние анизотропии на форму годографа ОГТ однократно отраженной волны (а) и на значение $v_{\text{ОГТ}}$ (б)

I—III — типы анизотропии во втором поперечно-изотропном слое; 1, 4, 7 — $h_{c1}/h_{c2} = 11,50$; 2, 5, 8 — $h_{c1}/h_{c2} = 5,25$; 3, 6, 9 — $h_{c1}/h_{c2} = 1,00$

$\approx 1,3$ 0,009—0,012 с. Для I и II типов анизотропии наблюдается практически линейная зависимость $\Delta t_{\max}(\chi_p)$.

Отмечаемое увеличение отклонения годографа ОГТ от гиперболы с ростом коэффициента χ_p приводит к выполнаживанию спектров скоростей разновременного криволинейного анализа, который выполняется по вееру гипербол (рис. 5). Очевидно, что в случае интерференции и наложения нерегулярного шума выполнаживание спектров влечет за собой уменьшение разрешающей способности и приводит к ошибкам в определении $v_{\text{ОГТ}}$. С рос-

том χ_p увеличивается величина относительной разности в значениях $v_{\text{ОГТ}}$ для изотропной и анизотропной сред (см. рис. 4, б). При $\chi_p = 1,3$ величина $\frac{\Delta v_{\text{ОГТ}}}{v_{\text{ОГТ.из}}} = \frac{v_{\text{ОГТ.ан}} - v_{\text{ОГТ.из}}}{v_{\text{ОГТ.из}}}$ достигает 6—10 %.

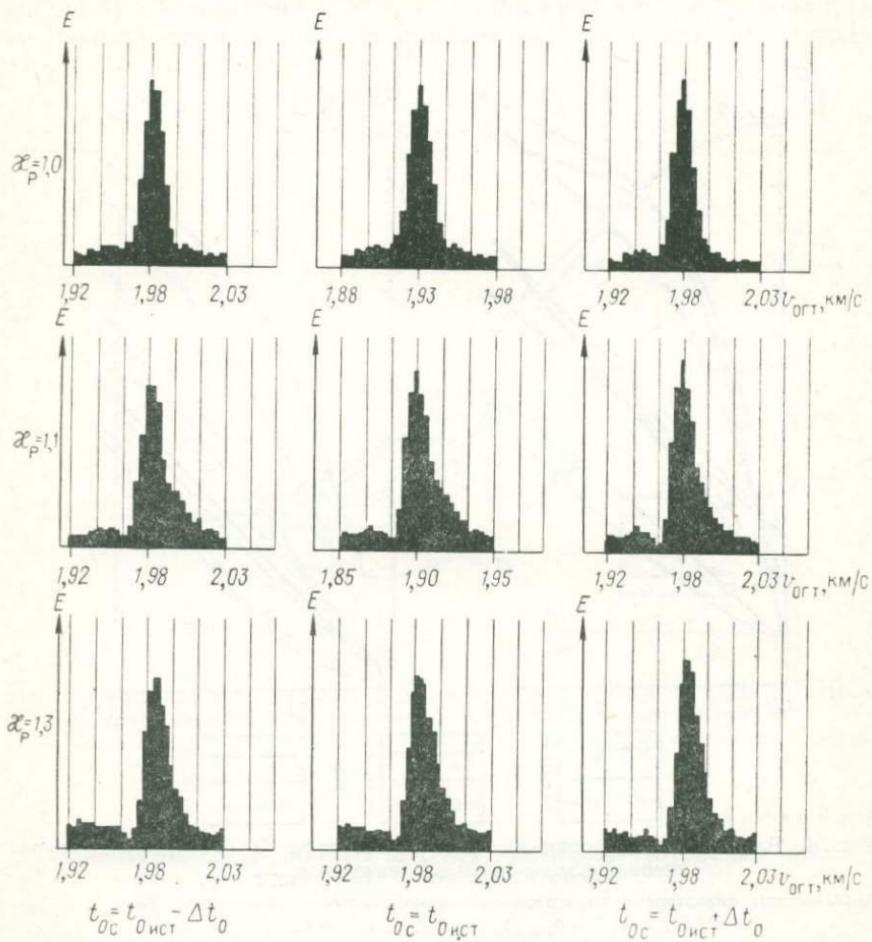


Рис. 5. Спектры скоростей для идеально регулярной волны (III тип квазианизотропии)

t_{0c} — время t_0 линии суммирования; $t_{0ист}$ — время t_0 волны; Δt_0 — сдвиг линии суммирования

Наибольшие различия между реальным годографом ОГТ и гиперболой существуют при III типе анизотропии. В этом случае даже при сравнительно невысоких значениях коэффициента анизотропии ($\chi_p \approx 1,10$) $\Delta t_{\max} \geq 0,010$ с (см. рис. 4, б). Отсюда следует, что для изучения распределения скоростей в сре-

Таблица 3

**Параметры модели двухслойной покрывающей толщи
с одним анизотропным слоем**

Номер модели	Тип анизотропии	x_p	h_1 , км	h_2 , км	h_1/h_2	$v_{\text{пл1}}$, км/с	$v_{2\perp}$, км/с	$v_{\text{пл1}}/v_{2\perp}$
1	I—III	1,11	2,3	0,2	11,5	1,80	3,60	0,5
2	I—III	1,29	2,3	0,2	11,5	1,80	3,60	0,5
3	I—III	1,11	2,1	0,4	5,25	1,80	3,60	0,5
4	I—III	1,29	2,1	0,4	5,25	1,80	3,60	0,5
5	I—III	1,11	1,25	1,25	1,0	1,80	3,60	0,5
6	I—III	1,29	1,25	1,25	1,0	1,80	3,60	0,5
7	II	1,11	2,3	0,2	11,5	2,485	3,55	0,7
8	II	1,29	2,3	0,2	11,5	2,485	3,55	0,7
9	II	1,11	2,1	0,4	5,25	2,485	3,55	0,7
10	II	1,29	2,1	0,4	5,25	2,485	3,55	0,7
11	II	1,11	2,3	0,2	11,5	2,485	3,55	0,7
12	II	1,29	2,3	0,2	11,5	2,485	3,55	0,7
13	II	1,11	2,1	0,4	5,25	2,34	2,60	0,9
14	II	1,29	2,1	0,4	5,25	2,34	2,60	0,9
15	II	1,11	1,25	1,25	1,0	2,34	2,60	0,9
16	II	1,29	1,25	1,25	1,0	2,34	2,60	0,9
17	II	1,11	2,8	0,2	1,4	2,25	4,50	0,5
18	II	1,29	2,8	0,20	1,4	2,25	4,50	0,5
19	II	1,11	2,28	0,72	3,2	2,25	4,50	0,5
20	II	1,29	2,28	0,72	3,2	2,25	4,50	0,5
21	II	1,11	1,5	1,5	1,0	2,25	4,50	0,5
22	II	1,29	1,5	1,5	1,0	2,25	4,50	0,5

де, характеризующейся анизотропией III типа, применение способов разновременного криволинейного анализа, которые базируются на суммировании по гиперболам, неправомерно. Полученные при этом значения $v_{\text{огт}}$ по спектрам скоростей не могут быть использованы для выявления сейсмической квазианизотропии.

Влияние соотношения h_1/h_2

С целью анализа влияния соотношения мощностей слоев покрывающей толщи на степень проявления анизотропии рассчитаны годографы ОГТ для трех типов анизотропии в поперечно-изотропном слое (см. табл. 2) при $v_{\text{пл1}}/v_{2\perp} = 0,5$ и различных соотношениях мощностей h_1 и h_2 слоев. Мощность поперечно-изотропного слоя принималась равной 0,2, 0,4 и 1,25 км при постоянной общей мощности покрывающей толщи, равной 2,5 км, что соответствует изменению соотношения h_1/h_2 в пределах 11,5—1,0 (см. табл. 3).

Графики $\Delta t_{\max}(x_p)$ и $(\Delta v_{\text{огт}}/v_{\text{огт. из}})(x_p)$ в зависимости от соотношения h_1/h_2 показаны на рис. 4. Как видно, в случае резкой скоростной дифференциации в слоях покрывающей толщи для I и II типов анизотропии уменьшение мощности анизотроп-

ного слоя при постоянной общей мощности покрывающей толщи приводит к увеличению отличия наблюденного годографа от аппроксимирующей гиперболы.

Для III типа анизотропии, напротив, убывание мощности анизотропного слоя ведет к ослаблению влияния анизотропии на гиперболичность годографа ОГТ и соответственно к уменьшению величины Δt_{\max} . Однако уменьшение Δt_{\max} , связанное с убыванием h_2 , составляет 0,001—0,0015 с и является незначительным по сравнению с величиной $\Delta t_{\max} \geq 0,012$ с, которая обусловлена влиянием III типа анизотропии на форму годографа ОГТ однократно-отраженной волны. Для всех трех типов анизотропии характерно уменьшение величины $\Delta v_{\text{огт}}/v_{\text{огт. из}}$ с убыванием мощности анизотропного слоя при постоянной общей мощности покрывающей толщи.

Влияние соотношения $v_{\text{пл}}/v_{2\perp}$

На рис. 6 показано влияние соотношения скоростей в изотропном и поперечно-изотропном слоях (в направлении оси симметрии среды) покрывающей толщи на величину Δt_{\max} и относительное изменение значения $v_{\text{огт}}$ для II типа анизотропии. Параметры поперечно-изотропного слоя соответствуют параметрам моделей 3 и 4, приведенным в табл. 2. Отношение скоростей $v_{\text{пл}}/v_{2\perp}$ изменяется в диапазоне 0,5—0,9 (см. табл. 3).

Как видно из рис. 6, увеличение дифференциации по скоростям в слоях покрывающей толщи усиливает влияние анизотропии II типа на форму годографов ОГТ, что приводит к возрастанию Δt_{\max} и отношения $\Delta v_{\text{огт}}/v_{\text{огт из}}$. При малом различии скоростей в изотропном и анизотропном слоях покрывающей толщи ($v_{\text{пл}}/v_{2\perp} = 0,9$), когда практически не оказывается эффект преломления, влияние анизотропии II типа тем сильнее, чем больше мощность анизотропного слоя h_2 .

Проведенные исследования свидетельствуют о необходимости учета влияния сейсмической анизотропии при определении скорости $v_{\text{огт}}$ и последующем расчете $v_{\text{пл}}$. Во многих случаях (наличие в разрезе слоев, в которых наблюдается анизотропия III типа, тонких слоев с повышенной скоростью, характеризующихся сейсмической анизотропией I и II типов с большими значениями χ_p и др.) неправомерно применение методов анализа исходной сейсмической записи, базирующихся на разновременном суммировании по набору гипербол. Нарушение этого требования приводит к ошибкам в значениях $v_{\text{огт}}$ и в дальнейшем к погрешностям определения пластовых скоростей.

Для установления правомерности применения алгоритмов криволинейного анализа, основывающихся на гиперболической аппроксимации годографа ОГТ, необходимо учитывать дополнительную информацию о свойствах среды, получаемую в ре-

зультате исследований методами акустического каротажа (АК) и вертикального сейсмического профилирования (ВСП) в глубоких скважинах на изучаемой площади. При высоком отношении сигнал/помеха на входе и плоских границах раздела возможно усовершенствовать алгоритмы разновременного криволинейного анализа с целью более полного изучения кинематики ре-

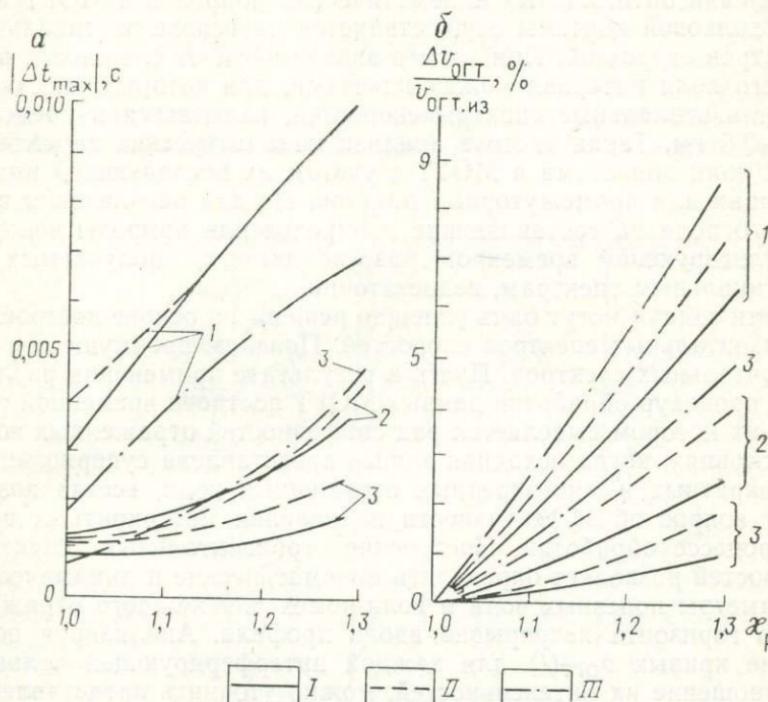


Рис. 6. Влияние соотношения скоростей $v_{pl1}/v_{2\perp}$ на форму годографа ОГТ (а) и на значение v_{OGT} (б) для II типа анизотропии

$$1 - v_{pl1}/v_{2\perp} = 0,5; \quad 2 - v_{pl1}/v_{2\perp} = 0,7; \quad 3 - v_{pl1}/v_{2\perp} = 0,9; \quad I - h_{c,pl1}/h_{c,pl2} = 11,50; \quad II - h_{c,pl1}/h_{c,pl2} = 5,25; \quad III - h_{c,pl1}/h_{c,pl2} = 1,00$$

гистрируемых волн и выявления факторов, обусловленных сейсмической анизотропией. Основанием для подобного вывода служит следующее. Несмотря на отличие наблюденного годографа от гиперболы спектр скорости на времени регистрации волны имеет максимум. Поэтому найденные по спектрам значения v_{OGT} и t_0 волны либо полученные на их основе величины $t(x)$ могут быть приняты за первое приближение годографа и в последующем уточнены по максимумам функции взаимной корреляции аналогично тому, как это делается при решении задачи коррекции статических поправок.

§ 3. Влияние интерференции волн на точность определения $v_{\text{ОГТ}}$

Совместная регистрация дифрагированных, боковых и главное многократных волн может приводить к ошибочному определению $v_{\text{ОГТ}}(l)$ полезной волны. Изучение особенностей поля регистрируемых волн и их учет необходимы на всех этапах сейсмических наблюдений и обработки. В настоящее время при определении оптимальных кинематических поправок в МОГТ анализ волновой картины осуществляется на основе вертикальных спектров скоростей. При этом в зависимости от сложности волнового поля интервал между пикетами, для которых рассчитывают вертикальные спектры скоростей, изменяется в пределах 1,0—3,5 км. Такая частота анализа кинематических характеристик волн допустима в МОГТ с учетом их последующей интерполяции для промежуточных пикетов. Но для расчленения волнового поля на составляющие и определения природы волн на результирующем временном разрезе данных, получаемых по вертикальным спектрам, недостаточно.

Эти задачи могут быть успешно решены на основе построения горизонтальных спектров скоростей. Поясним преимущества горизонтальных спектров. Пусть в результате применения различных процедур обработки данных МОГТ построен временной разрез, на котором выделяется ряд синфазностей отраженных волн. В условиях, когда исходная запись представлена суперпозицией однократных и многократных отраженных волн, всегда возникает вопрос об эффективности подавления многократных волн в процессе обработки. Построение горизонтальных спектров скоростей позволяет определять кинематические и динамические параметры полезных волн и волн-помех для каждого отражающего горизонта непрерывно вдоль профиля. Анализируя поведение кривых $v_{\text{ОГТ}}(l)$ для каждой интерферирующей волны и соотношение их интенсивностей, можно уточнить представления о волновом поле и количественно оценить надежность прослеживания полезной волны на различных участках результирующего разреза МОГТ.

Исследуем возможности разделения двух интерферирующих волн на горизонтальных спектрах скоростей. При этом оценим точность определения $v_{\text{ОГТ}}$ волн в зависимости от точности задания времени t_0 и ширины окна интегрирования, задаваемого параметром ΔT . Одновременно оценим влияние этих факторов на точность определения соотношения интенсивностей двух волн. Эта задача решена на основе моделирования на ЭВМ.

Моделирование

Моделирование выполнялось для импульса с экспоненциальной огибающей [117]. Если допустить, что на заданном t_0 сейсмограммы ОГТ интерферирует несколько волн, то по алгорит-

му разновременного криволинейного анализа получим выражение для энергетического спектра скорости:

$$E(t_0, v_{\text{огт}}) = \sum_{\alpha=-\frac{\Delta T}{2\delta t}}^{\alpha=\frac{\Delta T}{2\delta t}} \left[\sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^m A_i \exp \left\{ -k^2 [t_i(x) - t_c(x) + \alpha \delta t] \right\} \times \right. \\ \left. \times \sin \{ \omega_0 [t_i(x) - t_c(x) + \alpha \delta t] + \Psi \} \right]^2, \quad (\text{II.2})$$

где A_i — амплитуда волны; k — коэффициент экспоненциальной огибающей; $\omega_0 = 2\pi f$ — частота максимума спектра волны; Ψ —

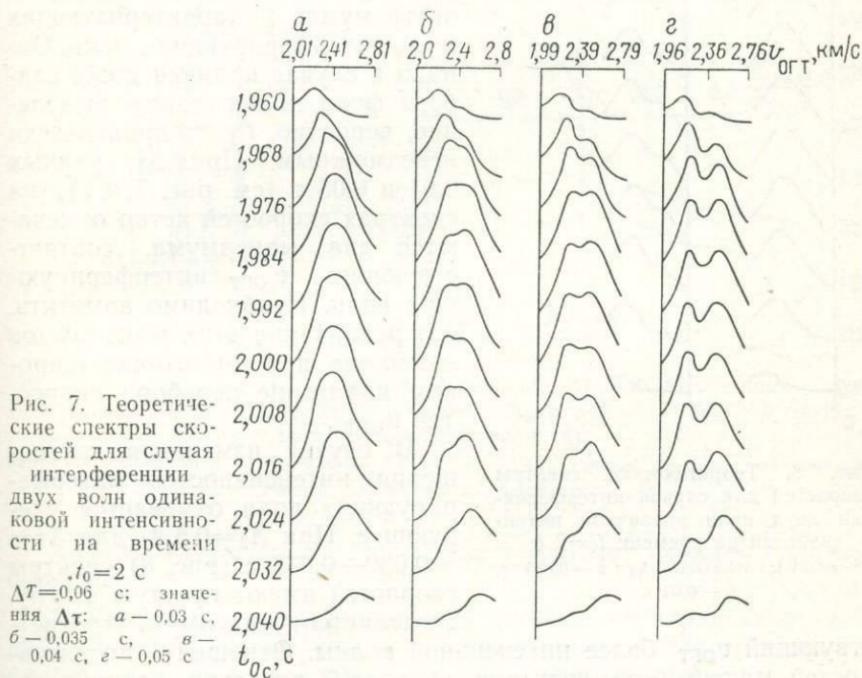


Рис. 7. Теоретические спектры скоростей для случая интерференции двух волн одинаковой интенсивности на времени

$t_0 = 2 \text{ с}$
 $\Delta T = 0,06 \text{ с}$; значения Δt : $\alpha = 0,03 \text{ с}$,
 $\beta = 0,035 \text{ с}$, $\delta = 0,04 \text{ с}$, $\gamma = 0,05 \text{ с}$

фазовый множитель, определяющий вид сигнала; $t_i(x)$ — текущее время i -й волны на канале с абсциссой x ; $t_c(x)$ — время на пересечении гиперболической линии суммирования с прямой $x = \text{const}$; t_0 — время линии суммирования на трассе с $x = 0$; ΔT — интервал интегрирования; δt — шаг квантования; j — текущий номер трассы; α — параметр, определяющий сдвиг линии суммирования ($\alpha = 0; \pm 1; \pm 2; \dots; \pm \Delta T / 2\delta t$).

В процессе моделирования варьировались следующие параметры: частота ω_0 , интервал интегрирования ΔT , время t_0 , сдвиг

Δt между годографами двух интерферирующих волн на крайнем канале сейсмограммы, задаваемый значениями $v_{\text{ОГТ}}$ и $v_{\text{ОГТ}2}$.

На рис. 7 показаны теоретические спектры скоростей для случая интерференции двух волн одинаковой интенсивности; параметр Δt принимает значения 0,03, 0,035, 0,04 и 0,05 с. Как видно из рис. 7, а, в случае $\Delta t = 0,03$ с спектры скоростей имеют простую форму, четко выделяется один максимум, соответствующий $v_{\text{ОГТ},c} = \frac{v_{\text{ОГТ}1} + v_{\text{ОГТ}2}}{2}$.

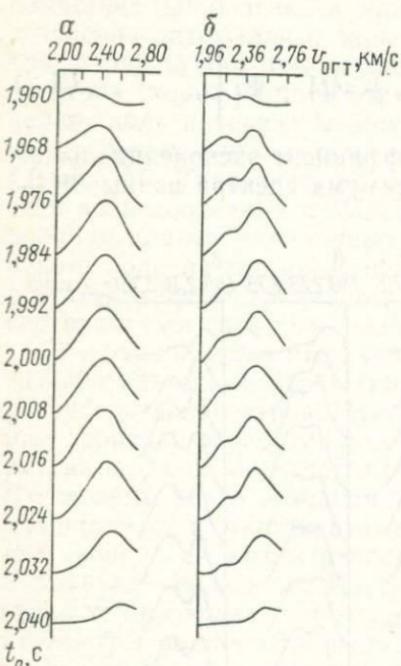
При $\Delta t = 0,035$ с (см. рис. 7, б) форма спектров скоростей усложняется, удается отметить два слабых экстремума, характеризующих $v_{\text{ОГТ}}$ интерферирующих волн. Однако в случае наличия даже слабого фона помех такое выделение, вероятно, будет практически невозможным. При Δt , равных 0,04 и 0,05 с (см. рис. 7, в, г), на спектрах скоростей четко отмечаются два максимума, соответствующих $v_{\text{ОГТ}}$ интерферирующих волн. Необходимо заметить, что реализация этих максимумов возможна при достаточно широком диапазоне перебора скоростей $v_{\text{ОГТ}}$.

В случае изменения соотношения интенсивностей интерферирующих волн отмечается следующее. При $A_2 = 0,5 A_1$ для $\Delta t = 0,030 \div 0,035$ с (рис. 8) спектры скоростей имеют простую форму. Выделяется максимум, соответствующий $v_{\text{ОГТ}}$ более интенсивной волны.

Отношение интенсивностей максимумов спектров скоростей довольно точно передает соотношение энергий интерферирующих волн. В случае дальнейшего уменьшения отношения A_2/A_1 ($A_2 = 0,3 A_1$) для $\Delta t = 0,050$ с выделяются два максимума, но интенсивность второго максимума настолько мала, что при наличии даже слабого фона помех его не удается проследить.

Рис. 8. Теоретические спектры скоростей для случая интерференции двух волн различной интенсивности на времени $t_0 = 2$ с ($A_2 = 0,5 A_1$); значения Δt : а — 0,035 с, б — 0,05 с

расчеты спектров скоростей выполнены для интервала интегрирования ΔT , равного 0,04; 0,06 и 0,10 с. На рис. 9, а показаны кривые зависимости $v_{\text{ОГТ}} = f(\Delta t_0)$ (где Δt_0 — ошибка в задании времени t_0 отражающего горизонта), построенные по результатам разновременного суммирования сейсмограммы ОГТ,



на которой на времени t_0 регистрируются две волны с частотой 30 Гц. Как видно из рис. 9, а, при возрастании Δt_0 и уменьшении ΔT наблюдается отчетливое увеличение разницы между истинным и найденным по спектрам значениями $v_{\text{огт}}$. Вместе с тем в случае $\Delta T = 0,10$ с ошибка в задании t_0 не влечет за собой ошибки определения $v_{\text{огт}}$. Кривые зависимостей $\frac{E_{\max 1}}{E_{\max 2}} = f(\Delta t_0)$ при различных величинах интервала интегрирования показаны на рис. 9, б.

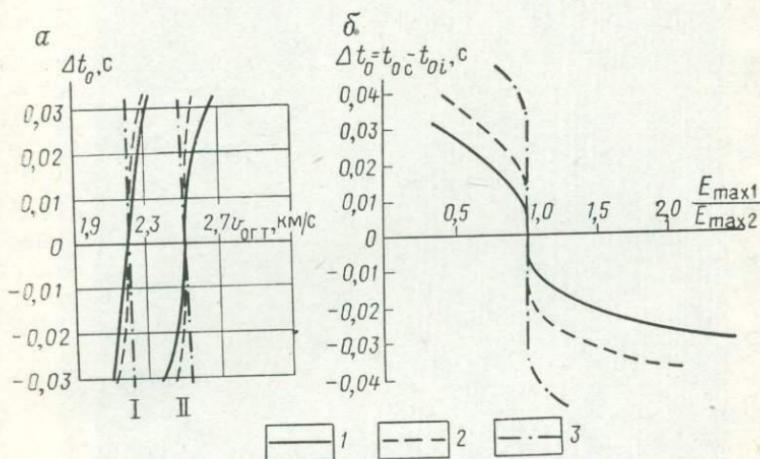


Рис. 9. Влияние ошибки в задании времени t_0 отражающего горизонта на точности определений фиктивной скорости $v_{\text{огт}}$ (а) и отношения энергий интерферирующих волн (б)

Значения ΔT : 1 — 0,04 с, 2 — 0,06 с, 3 — 0,10 с, I, II — кривые $v_{\text{огт}} = f(\Delta t_0)$ соответственно для первой и второй волн

Анализ полученных результатов позволяет сделать следующие выводы.

1. Устойчивое разрешение двух волн на спектрах скоростей наблюдается в случае, когда разница в приращении времени на крайнем канале базы суммирования превышает $2\pi/\omega$.

2. Ошибка Δt_0 в задании времени t_0 регистрации волны на временном разрезе, определяемая в интервале \tilde{T} существования волны, при ширине интервала интегрирования $\Delta T < 6\pi/\omega$ приводит к погрешности $\Delta v_{\text{огт}}$ в определении $v_{\text{огт}}$. Величина $\Delta v_{\text{огт}}$ прямо пропорциональна Δt_0 и обратно пропорциональна ΔT . При выполнении условия $\Delta T \approx 6\pi/\omega$ ошибка в задании t_0 не влечет за собой погрешности в определении $v_{\text{огт}}$. В случае криволинейного разновременного суммирования фазовая характеристика разрастания [89] влияет на точность определения кинематических параметров волны даже при больших интервалах интегрирова-

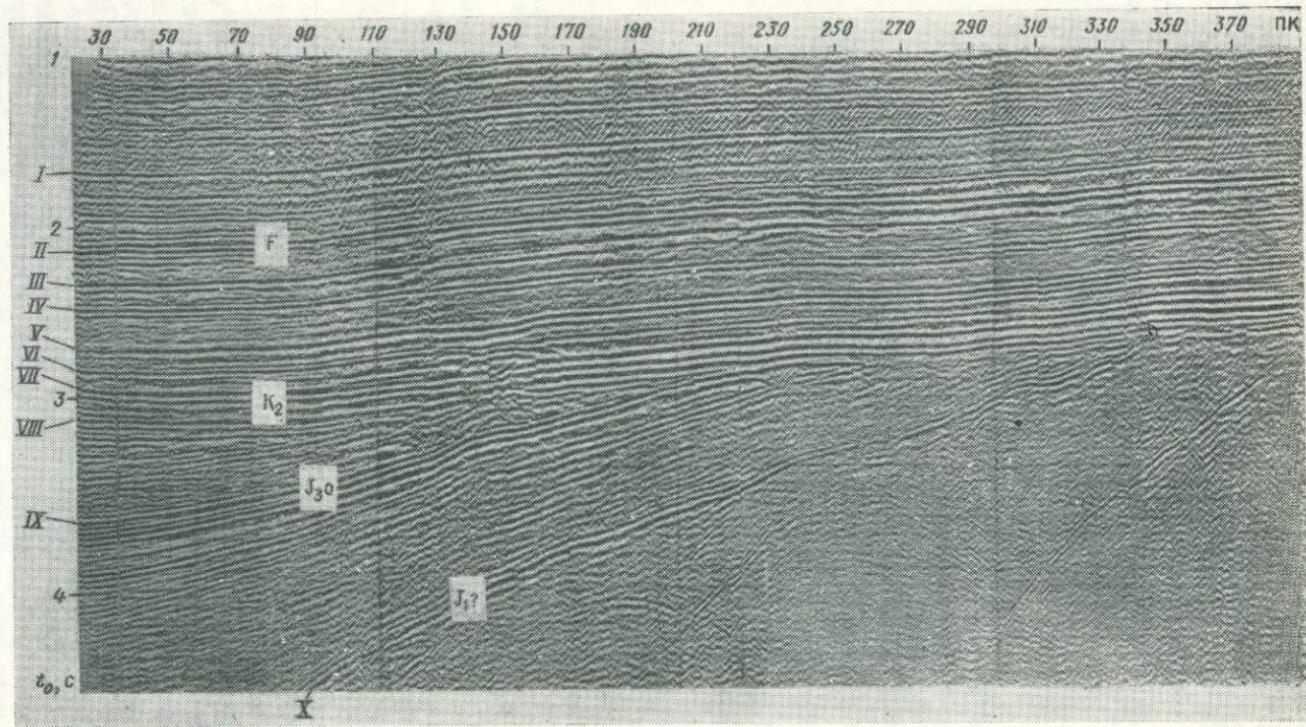


Рис. 10. Временной разрез ОГТ по профилю на Курганинской площади
 I—X — горизонты, для которых определены пластовые и средние скорости с использованием горизонтальных спектров скоростей

ния ($\Delta T = 0,04 \div 0,06$ с). Поэтому интервал интегрирования следует выбирать с учетом максимума амплитудного спектра волны.

3. Ошибка в задании t_0 при $\Delta T < 6\pi/\omega$ приводит к неточному определению соотношения энергий интерферирующих волн. Завышение времени t_{0c} суммирования по сравнению с временем t_{0i} регистрации волн увеличивает отношение энергий волн. В случае, когда $t_{0c} < t_0$, наблюдается обратная картина (см. рис. 9, б).

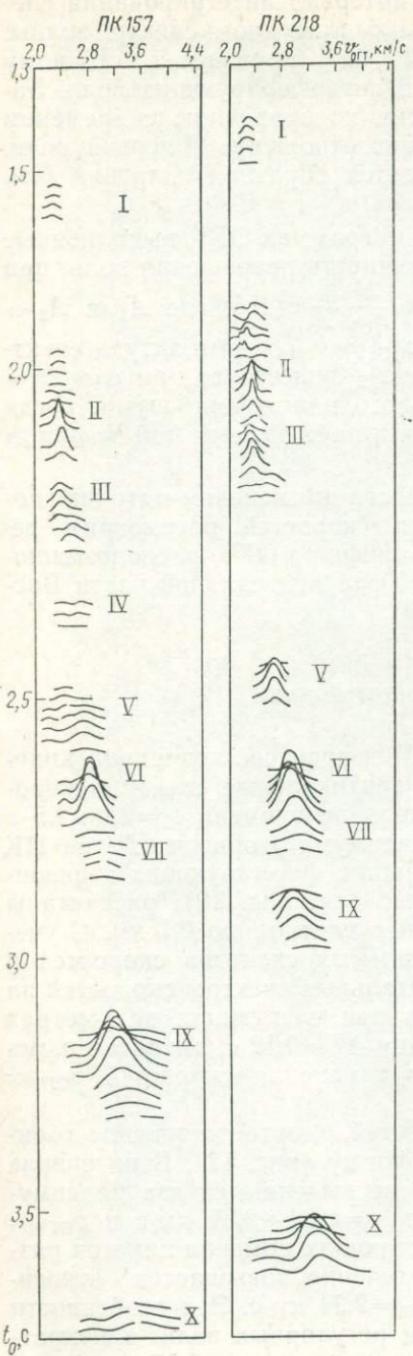
Исследования на тестовых сейсмограммах ОГТ, выполненные в работе [109], показали, что надежность разрешения волн, при котором выполняется неравенство $\frac{2A_{\min}}{A_1 + A_2} \leq 0,5$, где A_1 и A_2 — амплитуды спектров при $v_{\text{огт}1}$ и $v_{\text{огт}2}$; A_{\min} — амплитуда спектра в точке минимума между A_1 и A_2 существует при $\Delta t \omega / 2\pi = -0,9 \div 1,1$. В случае дополнительного наложения шума, когда $E_n/E_c = 2$, надежное разрешение волн наблюдается при $\Delta t \omega / 2\pi \geq 1,5 \div 1,8$.

В качестве примера эффективности применения методики построения горизонтальных спектров скоростей рассмотрим результаты скоростного анализа по профилю ОГТ, расположенному в пределах северо-восточного борта центральной части Восточно-Кубанской впадины (рис. 10).

Экспериментальные данные

При обработке данных на ЭВМ в процессе коррекции кинематических поправок рассчитаны вертикальные спектры скоростей (рис. 11), на которых в интервале времени $t_0 = 2,0 \div 2,5$ с удалось выделить два слабых максимума (горизонт IV на ПК 157). С целью изучения природы волн, формирующих горизонты III и IV на временном разрезе (см. рис. 10), рассчитаны горизонтальные спектры скоростей с плотностью 0,1 км. С учетом результатов расчетов вертикальных спектров скоростей и геометрии границ раздела горизонтальные спектры скоростей на временах 2,0—2,5 с определялись при следующих параметрах обработки: интервал интегрирования $\Delta T = 0,12$ с, диапазон изменения $v_{\text{огт}} = 2,05 \div 2,75$ км/с, шаг изменения скоростей $v_{\text{огт}} = 0,03$ км/с.

Горизонтальные спектры скоростей, соответствующие горизонтам III и IV, имеют сложную форму (рис. 12). В интервале пикетов 130—170 горизонта III четко выделяются два максимума одинаковой интенсивности с $v_{\text{огт}} = 2,34 \div 2,37$ км/с и $v_{\text{огт}} = 2,56$ км/с. В направлении возрастающих номеров пикетов раздвоение сохраняется, однако постепенно повышается относительная доля энергии волны с $v_{\text{огт}} = 2,34$ км/с. Эти особенности могут быть связаны с наложением регулярных волн: однократно-отраженной, которой соответствует $v_{\text{огт}} = 2,56$ км/с, и



многократно-отраженной от вышележащего палеоценового горизонта с $v_{\text{огт}} = 2,34 \div 2,37$ км/с.

Как видно из рис. 12, интенсивность помехи (кратной волны) в пределах интервала анализа постепенно возрастает в направлении увеличения номеров пикетов профиля. В результате резкого увеличения интенсивности помехи на спектрах скоростей горизонта III, соответствующих крайним пикетам, уверенно выделяется лишь один максимум с $v_{\text{огт}} = 2,34$ км/с. Аналогичная картина характерна для спектров скоростей горизонта IV. Здесь также отчетливо выделяются два максимума с $v_{\text{огт}}$, равными 2,34 и 2,6 км/с.

С целью непрерывного пролегивания вдоль профиля на спектрах скоростей экстремума, соответствующего только одной волне, интервал интегрирования был уменьшен до 0,07 с (горизонты III и IV) и до 0,04 с (горизонт IV в интервале пикетов 150—220). Результаты расчетов приведены на рис. 13. Как видно, при уменьшении ΔT на спектрах горизонта III в диапазоне пикетов 55—131 выделяется только один максимум с $v_{\text{огт}} = 2,48 \div 2,52$ км/с, соответствующей полезной волне. В то же время для северного конца участка исследований, начиная с ПК 132, пролегивается только один максимум, соответствующий кратной

Рис. 11. Вертикальные спектры скоростей для участка профиля Курганинской площади. Обозначения те же, что на рис. 10

волне с $v_{\text{огт}} = 2,28 \div 2,34$ км/с. Рассматриваемое явление, вероятно, связано с некоторым несовпадением кажущихся скоростей однократной и кратной волн, годографы $t_0(x)$ которых пересекаются в районе пикетов 130—132, а разница в приращениях времен на всем интервале анализа скоростей не превышает 0,1 с.

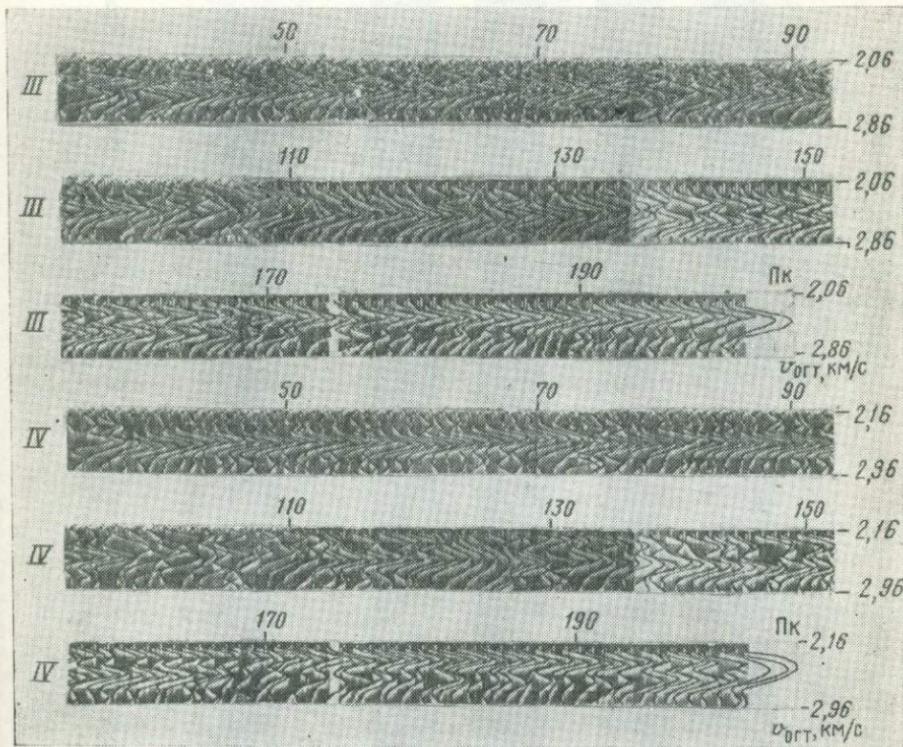


Рис. 12. Горизонтальные спектры скоростей для горизонтов III и IV по Курганинской площади
 $\Delta T = 0,12$ с

Уменьшение величины ΔT до 0,07 с улучшило выделение максимума полезной волны на спектрах горизонта IV, но не привело к полному гашению помехи на участке пикетов 150—220. Дальнейшее уменьшение интервала интегрирования до 0,04 с не вызвало существенного улучшения в выделении полезной волны.

В результате построения горизонтальных спектров скоростей и их анализа удалось не только найти значения $v_{\text{огт}}$ волн, но и более уверенно определить природу волн, проследить характер изменения их интенсивности по профилю. Таким образом, гори-

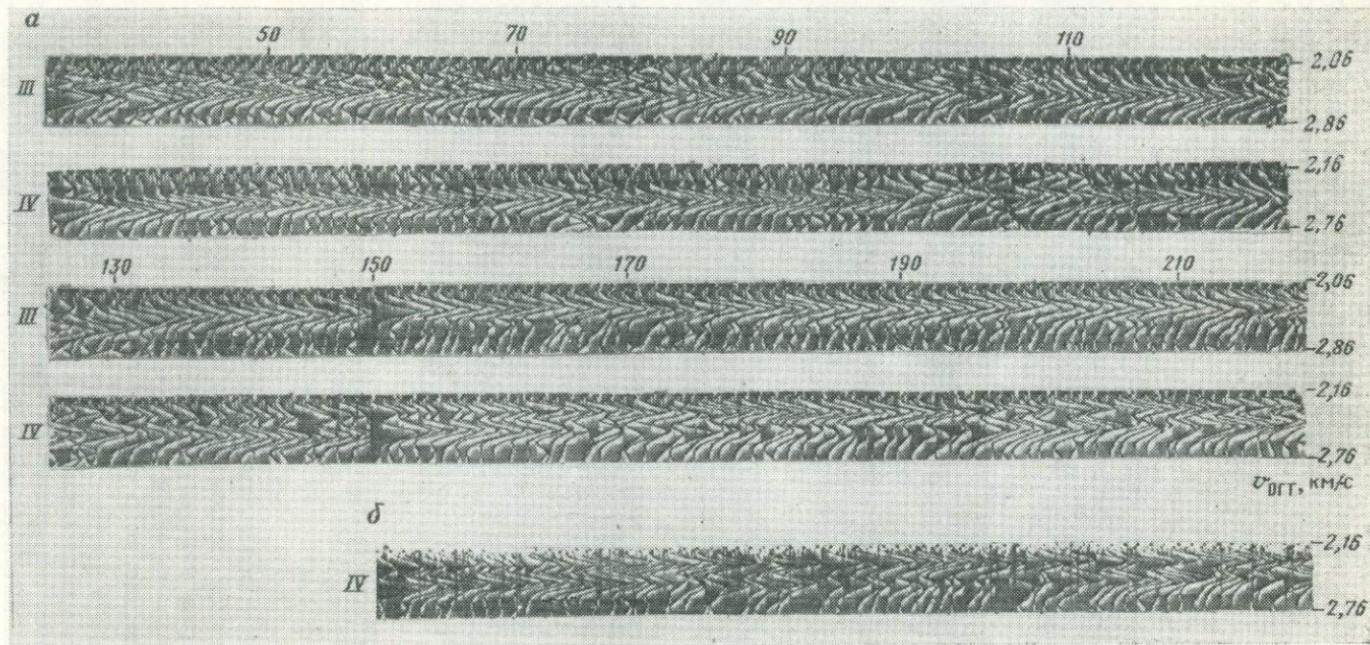


Рис. 13. Горизонтальные спектры скоростей для горизонтов *III* и *IV* по Курганинской площади Краснодарского края
Значения ΔT : *a* — 0,07 с, *б* — 0,04 с

зонтальные спектры скоростей являются дополнительным средством более детального непрерывного количественного анализа кинематических и динамических характеристик волн по профилям. Надежное выделение полезной волны в каждой точке линии наблюдения позволяет правильно определить зависимость $v_{\text{огт}}(l)$ и на основе этого осуществить построение скоростной модели среды.

Г л а в а III

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ПЛАСТОВЫХ И СРЕДНИХ СКОРОСТЕЙ ПО ДАННЫМ МОГТ

В настоящей главе приводятся результаты определения зависимости величин пластовых и средних скоростей от глубины, выполненного по методике, которая описана в § 3 главы I, на Курганинской и Старо-Минской площадях Восточно-Кубанской впадины. Проведена оценка точности определения скоростной характеристики среды по данным МОГТ путем сопоставления с величинами скоростей, полученными ВСП. Такая оценка важна для определения возможностей скоростного анализа.

§ 1. Изучение скоростной характеристики среды по Курганинской площади

Изучение скоростной характеристики среды¹ выполнено по профилю ОГТ, расположенному в пределах северо-восточного борта центральной части Восточно-Кубанской впадины. Профиль ориентирован с юго-запада на северо-восток по падению осадочных пород. Сейсмические наблюдения по профилю и стандартная цифровая обработка [89, 156] полевых материалов проведены трестом «Краснодарнефтегеофизика». Профиль длиной 38 км отработан по системе шестикратного профилирования с шагом между каналами 100 м и выносом пункта взрыва относительно начала базы приема на 700 м.

В геологическом строении района работ принимают участие осадочные породы мезо-кайнозойского возраста (J_2-Q), залегающие на интенсивно дислоцированных, метаморфизованных породах палеозоя. Отмечается несоответствие структурных планов юрских и вышележащих отложений. Вдоль линии профиля четко прослеживается выклинивание юрских пород в северо-восточном направлении (см. рис. 10).

По данным сейсмокаротажа скв. 7 Темиргоевская, расположенной в 20 км от южного конца профиля, терригенные отложения кайнозойского возраста характеризуются увеличением

¹ Здесь и далее под термином «скоростная характеристика среды» подразумеваются пластовая и средняя скорости распространения упругих волн.

пластовых скоростей от 2,25 км/с в отложениях майкопской серии до 4,23 км/с в нижней части палеоцена. С увеличением глубины отмечается возрастание доли карбонатных отложений, что приводит к резкому повышению пластовой скорости верхнемеловых отложений до 5,37 км/с. Осадочные породы нижнемелового и юрского возрастов характеризуются пластовыми скоростями 3,45 км/с.

Скоростная характеристика разреза изучалась для южного участка профиля длиной 19,5 км. С этой целью на временном разрезе (см. рис. 10) прокоррелированы десять отражающих горизонтов в интервале времен 1,48—4,70 с, уверенно прослеживающихся вдоль профиля. Стратиграфически указанные горизонты соответствуют отложениям от неогеновых до юрских включительно. По каждому из горизонтов рассчитаны горизонтальные спектры скоростей. Для повышения помехоустойчивости разновременного суммирования из двух шестиканальных сейсмограмм ОГТ формировался один спектр. Горизонтальные спектры скоростей определены по всем горизонтам с максимальной плотностью 0,1 км.

Учитывая геометрию границ раздела, диапазон изменения $\bar{v}(t_0)$ и результаты предварительных экспериментов, преобразование сейсмограмм ОГТ в спектры скоростей осуществлялось при следующих параметрах обработки: интервал интегрирования $\Delta T = 0,12$ с, диапазон изменения $v_{\text{огт}} = 2,05 \div 4,2$ км/с, шаг изменения скоростей $v_{\text{огт}}$ равен 0,03 км/с для горизонтов I—III, 0,04 км/с для горизонтов IV—VI и 0,045 км/с для горизонтов VII—X. Полученные по профилю спектры скоростей приведены на рис. 14.

Поскольку отражающие горизонты I—V и IX уверенно коррелируются на всем участке профиля, спектры скоростей этих горизонтов имеют простую форму с четко выраженным максимумами, соответствующими однократно-отраженным волнам. Фон регулярных и нерегулярных помех относительно низок, и легко осуществима непрерывная корреляция значений $v_{\text{огт}}$ однотипных волн вдоль профиля.

Отражающие горизонты VI—VIII уверенно прослеживаются в интервале пикетов 0—124 и 157—200. На участке пикетов 124—157 может быть проведена лишь условная их корреляция. Спектры скоростей для горизонтов VI—VIII в этом интервале характеризуются значительным уровнем помех. Несмотря на это легко осуществима непрерывная корреляция значений $v_{\text{огт}}$ однотипных волн вдоль профиля.

Горизонтальные спектры скоростей, соответствующие горизонтам III и IV, имеют более сложную форму. Для этих горизонтов характерно наложение регулярных однократно-отраженных и многократно-отраженных волн от вышележащего палеоценового горизонта. Качество спектров скоростей по горизонту X

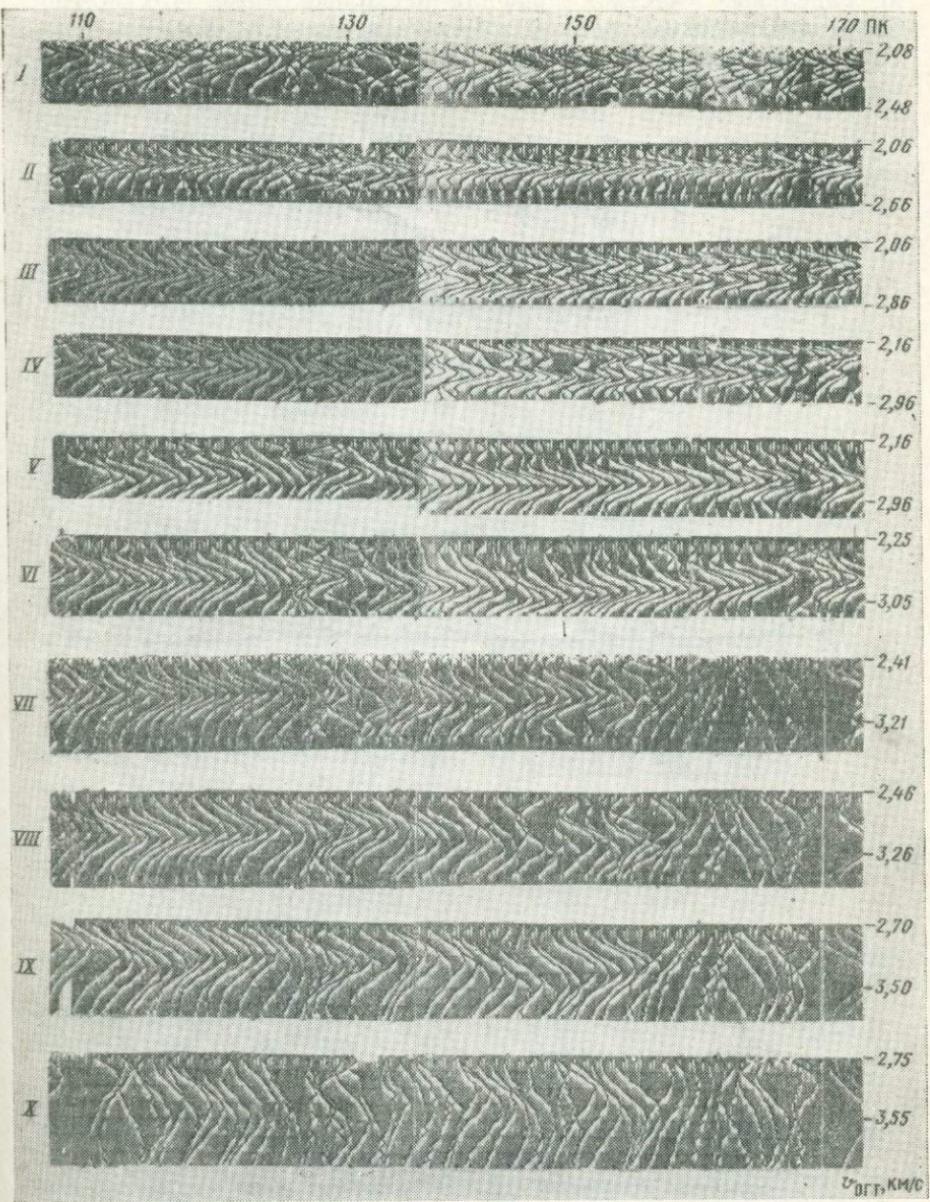


Рис. 14. Горизонтальные спектры скоростей для горизонтов I—X по профилю Курганинской площади
 $\Delta T=0,12$ с

на отдельных участках профиля несколько ниже, что можно объяснить высоким уровнем помех на времени $t_0 > 4$ с.

С целью повышения точности определения скоростной модели среды использовалась процедура сглаживания кривых $v_{\text{огт}}(l)$

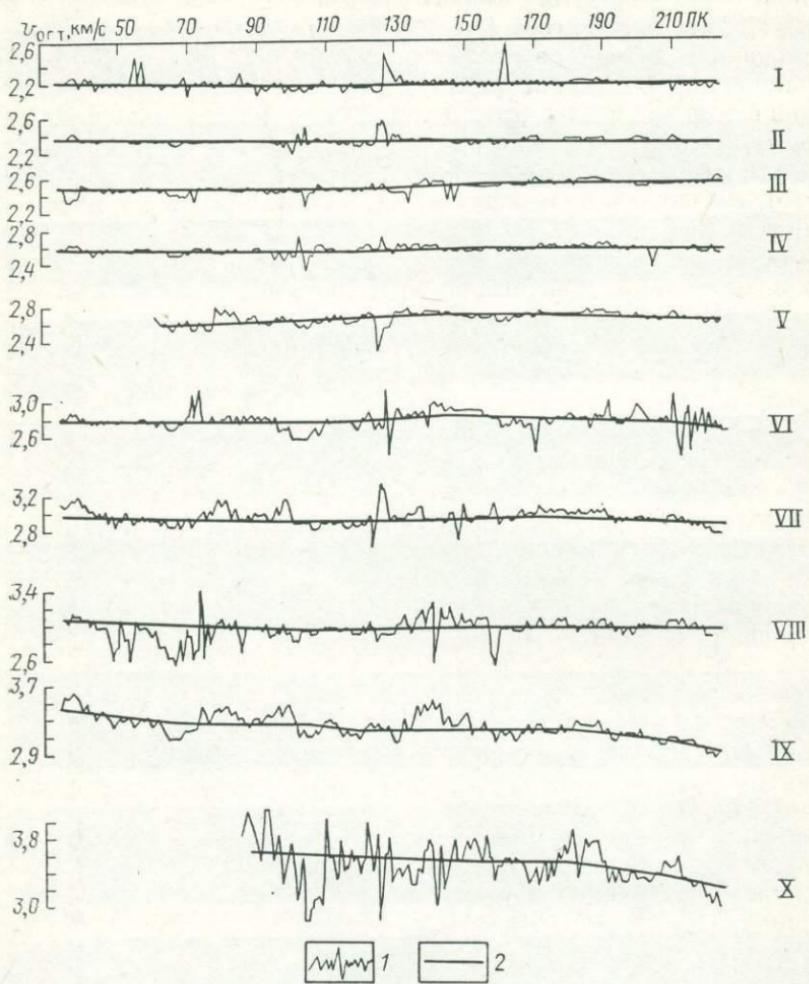


Рис. 15. Графики изменения скорости $v_{\text{огт}}$ вдоль профиля для горизонтов I—X по Курганинской площади

1 — единичные определения $v_{\text{огт}}$; 2 — сглаженные значения $v_{\text{огт}}$

по каждому горизонту. Сглаживание осуществлялось способом скользящего интервала по методике, рассмотренной в § 3 главы I. Кривые $v_{\text{огт}}(l)$ по всем горизонтам и соответствующие им сглаженные кривые приведены на рис. 15. С учетом зависимо-

стей $v_{\text{огт}}(l)$ априорных сведений о конфигурации границ раздела и возможном диапазоне изменения скоростей выбрана база сглаживания, равная 6—7 км для горизонтов I—VI и 9,1—11,9 км для горизонтов VIII—X. Как видно из рис. 15, кривые $v_{\text{огт}}(l)$ для горизонтов I и II в пределах интервала сглаживания могут быть аппроксимированы прямой $v_{\text{огт}} = \text{const}$, поэтому они сглаживались полиномами Чебышева нулевой степени. Кривые $v_{\text{огт}}(l)$ по горизонтам III—VII аппроксимировались теми же полиномами первой степени. Для горизонтов IX и X характерна более сложная зависимость $v_{\text{огт}}(l)$; они сглаживались полиномами второй степени.

Для оценки точности определения скорости оптимального суммирования $v_{\text{огт}}$ использована величина среднеквадратического отклонения $\sigma v_{\text{огт}}$ значений $v_{\text{огт}}$, найденных по горизонтальным спектрам скоростей, относительно сглаженных значений скорости $\bar{v}_{\text{огт}}$. Отношение $\sigma v_{\text{огт}}$ к среднему значению $\bar{v}_{\text{огт}}$, определенному по сглаженной кривой $\bar{v}_{\text{огт}}(l)$, для каждого горизонта в табл. 4. Из рассмотрения отношения $\sigma v_{\text{огт}} / \bar{v}_{\text{огт}}$ (рис. 16) следует, что относительная ошибка определения $v_{\text{огт}}$ увеличивается с глубиной. Так, если для горизонта II величи-

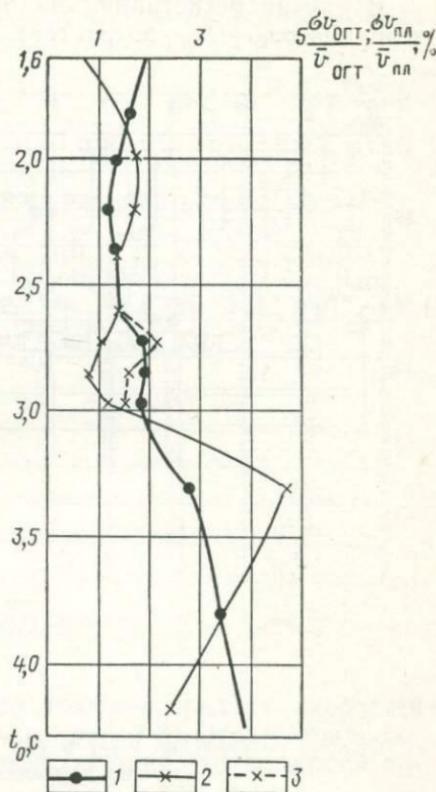


Рис. 16. Ошибки определения величин $v_{\text{огт}}$ и $v_{\text{пп}}$ по Курганинской площади

1 — погрешность определения $v_{\text{огт}}$; 2, 3 — погрешности определения $v_{\text{пп}}$ соответственно для ПК 40—110 и 110—210

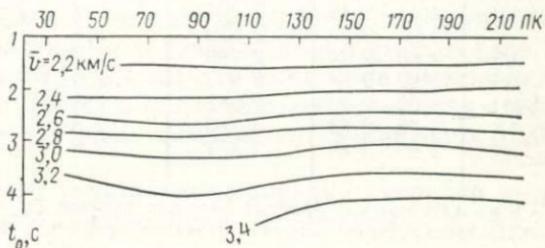


Рис. 17. Развернутый график средних скоростей по профилю Курганинской площади

на $\sigma v_{\text{ОГТ}} / \bar{v}_{\text{ОГТ}}$ составляет 1,4%, то для горизонта IX она равна 2,8%. Это объясняется тем, что с возрастанием глубины отражающих горизонтов уменьшается отношение сигнал/помеха на исходных сейсмограммах.

В случае регистрации на некотором t_0 регулярной помехи величина $\sigma v_{\text{ОГТ}} / \bar{v}_{\text{ОГТ}}$ возрастает. Например, для горизонта III она

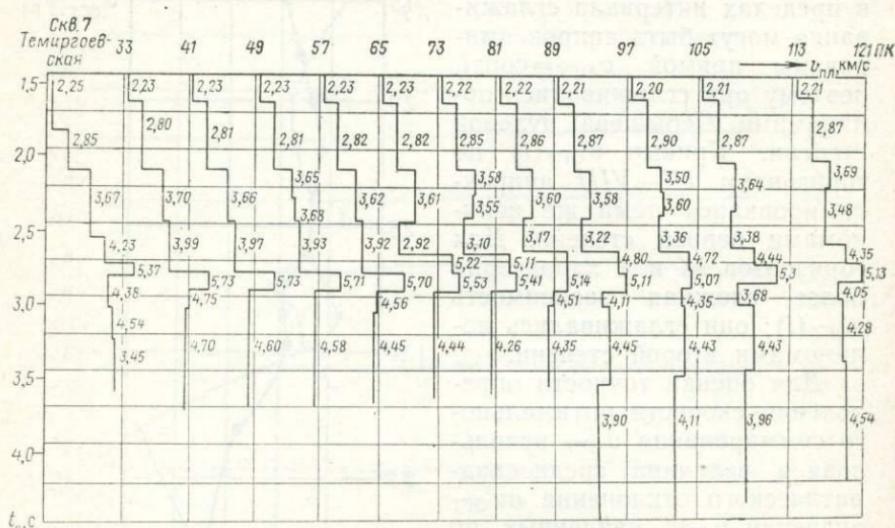


Рис. 18. Пластовая модель среды для участка

Таблица 4

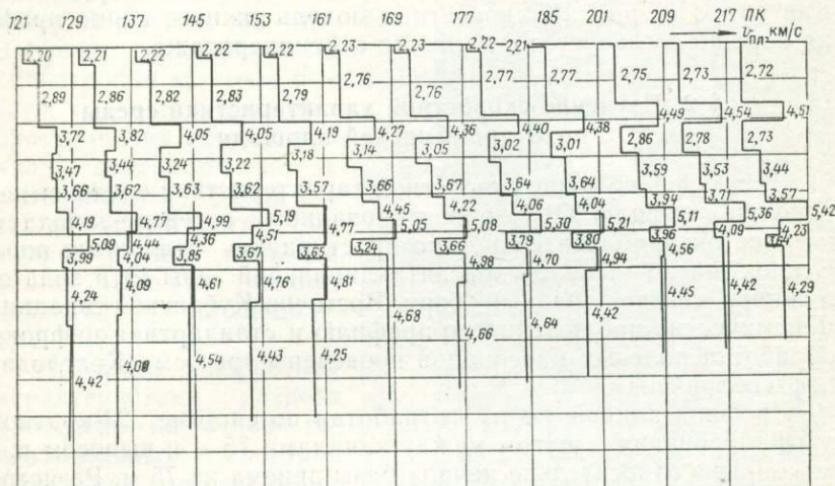
Ошибки определения $v_{\text{ОГТ}}$ и $v_{\text{пл}}$ по результатам скоростного анализа на Курганинской площади

Номер горизонта	t_0 , с	$v_{\text{ОГТ}}$, км/с	$\frac{\sigma v_{\text{ОГТ}}}{\bar{v}_{\text{ОГТ}}}$, %	$\bar{v}_{\text{пл}}$, км/с	$\frac{\sigma v_{\text{пл}}}{\bar{v}_{\text{пл}}}$, %
I	1,65—1,45	2,201	1,9	2,206	0,7
II	2,1—1,87	2,343	1,4	2,795	1,8
III	2,29—1,99	2,512	1,2	3,795	1,7
IV	2,44—2,19	2,594	1,3	3,450	1,4
V	2,67—2,42	2,679	1,4	3,658	1,4
VI	2,80—2,54	2,790	1,9	4,885/4,618	1,1/2,2
VII	2,92—2,68	2,933	1,9	5,518/5,180	0,8/1,6
VIII	3,05—2,78	2,987	1,8	4,480/3,890	1,2/1,5
IX	3,75—2,84	3,190	2,8	4,210	4,7
X	4,65—3,48	3,457	3,8	4,480	2,4

Примечание. Дробные значения величин $\bar{v}_{\text{пл}}$ и $\sigma v_{\text{пл}} / \bar{v}_{\text{пл}}$ для горизонтов VI—VIII соответствуют разным интервалам профиля (ПК 0—124 и 157—200).

увеличивается в интервале 1,2—1,8%, для горизонта IV—1,3—1,7%. Но в целом, как видно из табл. 4, точность определения $v_{\text{огт}}$ по горизонтальным спектрам скоростей достаточно высока.

Полученные в результате сглаживания зависимости $\bar{v}_{\text{огт}}(l)$ использовались для определения скоростной модели среды (см. § 3 главы I). По данным расчета построены распределения



профиля длиной 19,5 км по Курганинской площади

значений \bar{v} в форме развернутого графика средних скоростей (рис. 17) и пластовая модель среды (рис. 18). Отражающие горизонты I—X на временном разрезе (см. рис. 10) являются подошвами соответствующих слоев.

Скоростная модель среды характеризуется следующими особенностями. В пределах участка исследований выделяется толща низкоскоростных отложений (слои I—II, $v_{\text{пл}}=2,2 \div 2,9$ км/с), приуроченная к отложениям майкопской серии и к верхней части эоцен. Толща хорошо выдержаны по мощности. Времена t_0 подошвы выделенной толщи изменяются в пределах 2,1—1,87 с. В подстилающих породах нижнего и среднего палеогена выделяются пласти III—V. Слой III имеет $v_{\text{пл}}=3,5 \div 3,7$ км/с, увеличивающуюся к концу участка исследований до 4,5 км/с. В слое IV в начале профиля $v_{\text{пл}}=3,1 \div 3,4$ км/с, в конце она уменьшается до 2,7 км/с. Начиная с ПК 60, в палеоценовых отложениях выделяется слой V, $v_{\text{пл}}$ в котором изменяется в пределах 3,0—4,5 км/с.

На протяжении всего участка исследований уверенно выделяется слой VII высокоскоростных отложений ($v_{\text{пл}}=5,7 \div$

÷ 5,0 км/с), приуроченный к верхнемеловым отложениям. Начиная с ПК 60, этот слой подразделяется на слои VI и VII, пластовые скорости в которых колеблются в пределах 4,1—5,7 км/с. Пластовые скорости залегающих ниже пород (слои VIII—X) изменяются в диапазонах 3,7—4,6 км/с для нижнемеловых отложений и 4,0—4,6 км/с для верхнеюрских.

Результаты определения скоростной характеристики среды сопоставлены с данными сейсмокаротажа скв. 7 Темиргоевская. Как видно из рис. 18, скоростная модель южного конца профиля хорошо согласуется с данными сейсмокаротажа.

§ 2. Изучение скоростной характеристики среды по Старо-Минской площади

Детальное изучение скоростной характеристики среды выполнено по профилю ОГТ, ориентированному с северо-запада на юго-восток приблизительно по простиранию осадочных пород Старо-Минско-Павловской антиклинальной зоны. Эта зона осложняет северо-западный борт Восточно-Кубанской впадины. Сейсмические наблюдения по профилю и стандартная цифровая обработка полевых материалов проведены трестом «Краснодарнефтегеофизика».

Профиль длиной 4,8 км отработан по системе 24-кратного профилирования с шагом между каналами 75 м и выносом пункта взрыва относительно начала базы приема на 75 м. Регистрация колебаний осуществлялась цифровой станцией.

Для северо-западной части Восточно-Кубанской впадины характерно существенное уменьшение мощности осадочного чехла (до 2,5 км) по сравнению с ее центральной частью. В этом районе осадочные породы нижнего мела залегают непосредственно на дислоцированных породах среднего триаса. Разрез осадочного чехла характеризуется чередованием маломощных слоев пород, различных по литологическому составу и акустической жесткости. При сейсмических наблюдениях это обуславливает прослеживание большого числа отраженных волн, соответствующих отложениям от неогенового до мелового возраста включительно. Большинство этих отражений относится к верхней части разреза (рис. 19).

По данным ВСП ($x=100$ м) скв. 63 Старо-Минская, расположенной непосредственно на профиле (ПК 260), пластовые скорости изменяются от 1,85 км/с в отложениях майкопской серии до 4,16 км/с в верхнемеловых известняках. На фоне постепенного возрастания скорости с глубиной четко выделяется пласт с повышенной скоростью ($v_{пл}=3,5$ км/с), приуроченный к отложениям палеоценена.

В результате комплексных (АК, ВСП) сейсмоакустических исследований, выполненных на Старо-Минской и Ленинградской площадях Восточно-Кубанской впадины [137, 138], в отложе-

ниях нижнего палеоценена (на графиках $v_{\text{пл}}(H)$ — слой с повышенной скоростью) установлена сейсмическая квазианизотропия III типа. На индикаторе скоростей (рис. 20) отмечается минимум в интервале углов 30—40°. Значения коэффициента анизотропии $\kappa_p = v_{\parallel p}, v_{\perp p}$ ($v_{\parallel p}, v_{\perp p}$ — скорости распространения продольных волн соответственно в направлениях вдоль и вкрест слоистости) на Старо-Минской площади равно 1,18, на Ленинградской площади — 1,16—1,20.

Изучение скоростной характеристики разреза проведено на основе горизонтальных спектров скоростей, рассчитанных по десяти достаточно уверенно коррелируемым на временном разрезе отражающим горизонтам. Учитывая значительное изменение формы импульса полезной волны и высокий уровень помех на дальних каналах 24-канальной сейсмограммы ОГТ, экспериментально выбрана методика формирования одного спектра скорости из двух 12-канальных сейсмограмм ОГТ (12 каналов, близких к пункту взрыва).

При формировании горизонтальных спектров использован оператор (1.10) со следующими параметрами: интервал интегрирования ΔT равен 0,07 с для горизонтов I—IV, VII, IX, X, 0,06 с для го-

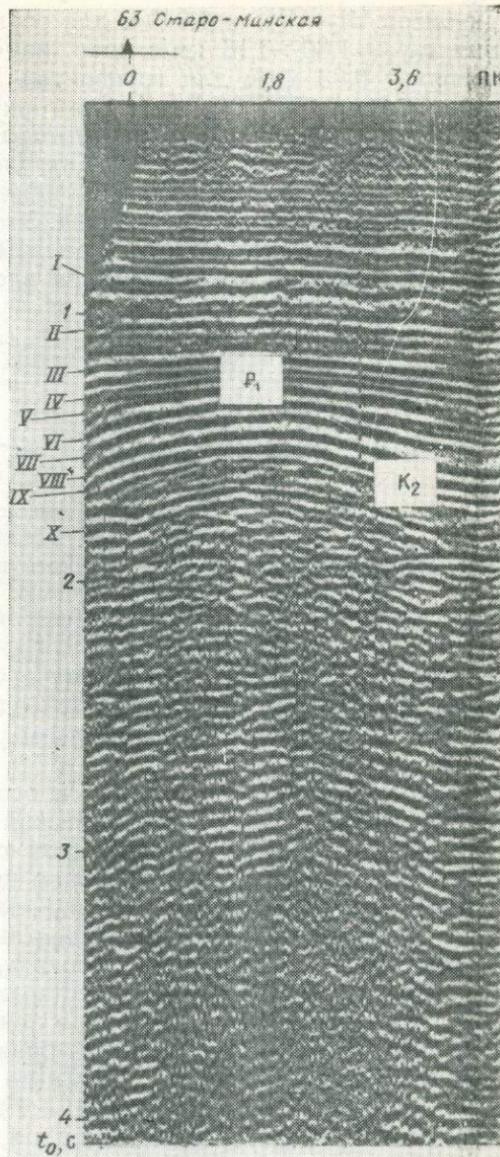


Рис. 19. Временной разрез ОГТ по профилю Старо-Минской площади

I—X — горизонты, для которых определены пластовые и средние скорости с использованием горизонтальных спектров скоростей

ризонтов VI—VIII и 0,040 с для горизонта V, диапазон изменения $v_{\text{огт}} = 1,80 \div 3,18$ км/с, шаг изменения скоростей $v_{\text{огт}}$ составляет 0,03 км/с для горизонтов I—IV, VI, VIII, 0,025 км/с для горизонта V и 0,04 км/с для горизонтов VII, IX и X.

На рис. 21 приведены горизонтальные спектры скоростей по рассматриваемому профилю. Как уже отмечалось, качество исходного материала существенно влияет на результаты разновременного криволинейного анализа. Это положение иллюстрируется рис. 19 и 21. Как видно на рис. 19, отражающие горизонты I, III—IX уверенно коррелируются вдоль профиля и их спектры

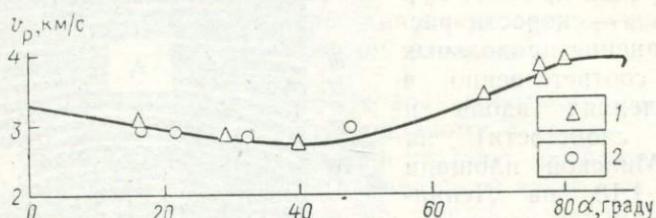


Рис. 20. Индикатрисы лучевых скоростей по данным ВСП скв. 63 Старо-Минской
1 — с учетом преломления на промежуточных границах; 2 — без учета преломления

скоростей имеют простую форму с четко выраженным максимумами, которые соответствуют однократно-отраженным волнам, и относительно низким фоном регулярных и нерегулярных помех.

Отражающие горизонты II и особенно X характеризуются существенно меньшей динамической выразительностью на временному разрезе. Рассчитанные для этих горизонтов спектры скоростей обладают высоким уровнем помех, что затрудняет непрерывную корреляцию значений $v_{\text{огт}}$ вдоль профиля. Для повышения надежности определения $v_{\text{огт}}$ выполнено редактирование и последующее сглаживание кривых $v_{\text{огт}}(l)$ по всем горизонтам.

Отмеченное различное качество спектров скоростей обуславливает существенную разницу в точности определения фиктивной скорости $v_{\text{огт}}$, что видно из приведенных в табл. 5 значений относительных ошибок. Если по горизонту I отношение $\sigma v_{\text{огт}} / \bar{v}_{\text{огт}} = 2,7\%$, горизонту III 1,4%, то для горизонтов IX и X оно достигает соответственно 5,4 и 4,9%. В целом точность определения $v_{\text{огт}}$ для нижних горизонтов на Старо-Минской площади ниже, чем для тех же горизонтов на Курганинской площади. Это связано с менее качественным исходным материалом и существенно меньшим числом точек определения $v_{\text{огт}}$, что усиливает относительное влияние случайных ошибок.

Расчет эффективных, пластовых и средних скоростей проводился по сглаженным значениям $\tilde{v}_{\text{огт}}$ и \tilde{t}_0 . В результате расчетов получены распределения средних и пластовых скоростей вдоль

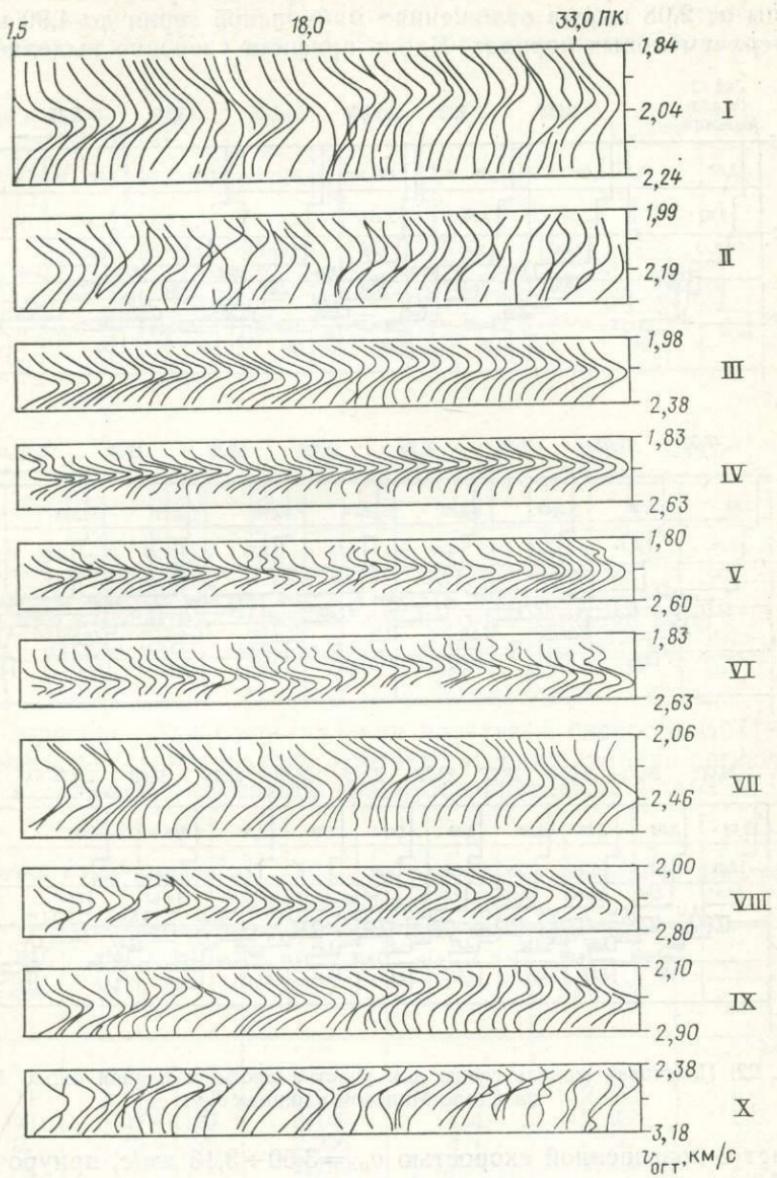


Рис. 21. Горизонтальные спектры скоростей по профилю Старо-Минской площади

профиля. Пластовая модель среды (рис. 22) отображает последовательное нарастание пластовых скоростей с увеличением глубины от 2,08 км/с в отложениях майкопской серии до 4,90 км/с в верхнемеловых породах. Вдоль профиля уверенно выделяется

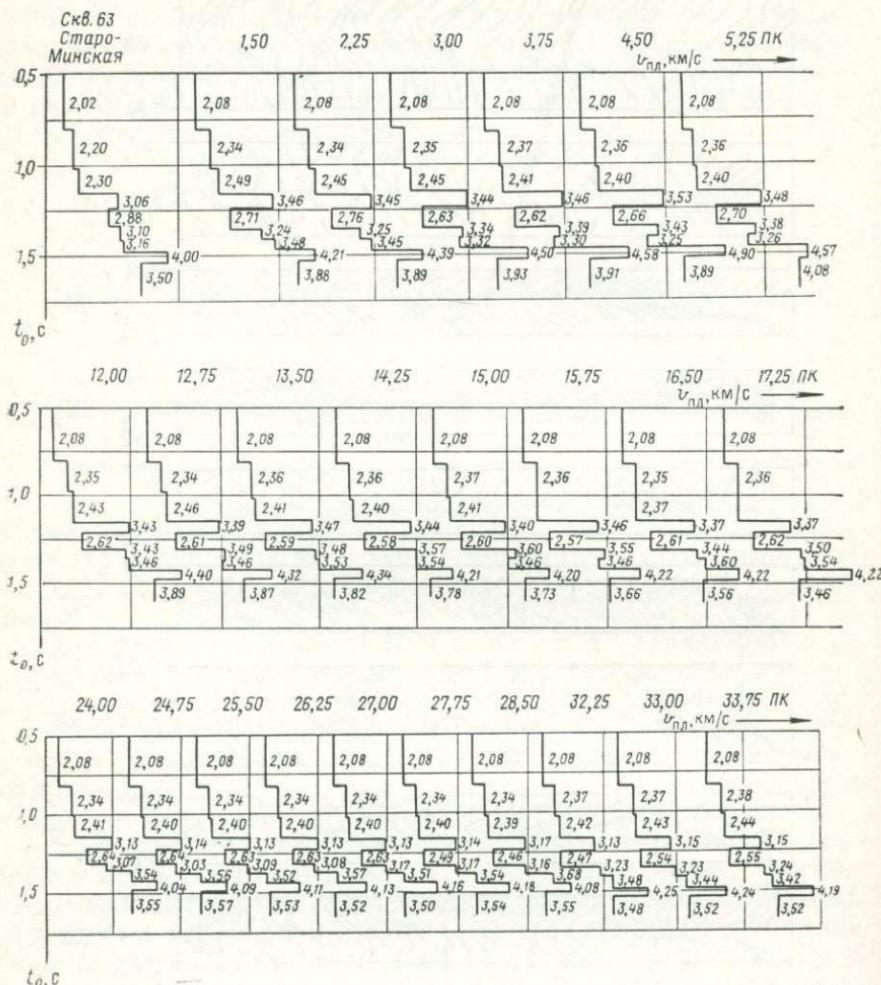
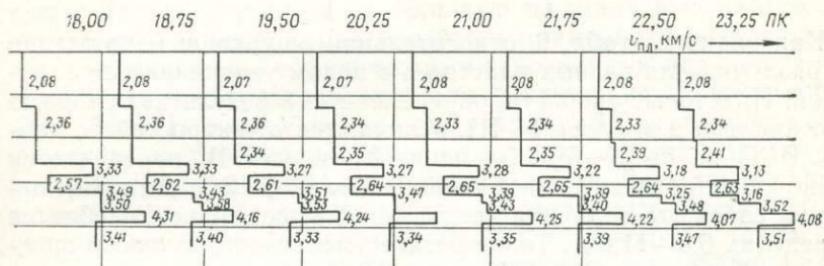
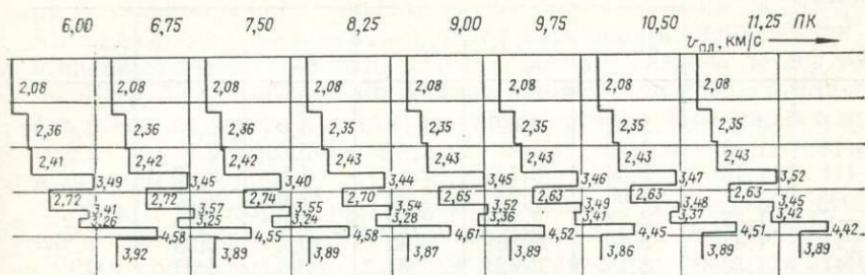


Рис. 22. Пластовая модель среды для участка профиля длиной около 3 км на Старо-Минской площади

пласт с повышенной скоростью $v_{n,l} = 3,50 \div 3,13$ км/с, приуроченный к породам палеоценена (из-за малого приращения $v_{\text{эф}}$ пр слои V и VI аппроксимировались одним пластом).

Большой интерес представляет сравнение пластовых и средних скоростей, полученных в результате скоростного анализа и определенных по ВСП. С целью ослабления влияния случайной

составляющей результаты скоростного анализа ($v_{\text{пл}}$ и \bar{v}) осреднены на участке профиля длиной 1,05 км, непосредственно примыкающем к скважине. Пластовая модель среды, построенная по результатам ВСП скв. 63 Старо-Минская, имеет более дроб-



ное строение. Для сопоставления пластовые скорости ВСП осреднены по t_0 в интервалах, соответствующих времени регистрации отражений. Результаты сравнения приведены в табл. 6.

Таблица 5

Ошибки определения $v_{\text{ОГТ}}$ и $v_{\text{пл}}$ по результатам скоростного анализа на Старо-Минской площади

Номер горизонта	t_0 , с	$v_{\text{ОГТ}}$, км/с	$\frac{\sigma v_{\text{ОГТ}}}{v_{\text{ОГТ}}}$, %	$\bar{v}_{\text{пл}}$, км/с	$\frac{\sigma v_{\text{пл}}}{\bar{v}_{\text{пл}}}$, %
I	0,84—0,87	2,025	2,7	2,078	0,1
II	1,05—1,066	2,115	2,6	2,352	0,5
III	1,17—1,20	2,140	1,4	2,402	1,3
IV	1,24—1,28	2,236	3,1	3,327	4,2
V	1,28—1,32	2,192	2,8	2,622	2,4
VI	1,34—1,38	2,273	2,2	—	—
VII	1,39—1,44	2,300	3,3	3,370	4,8
VIII	1,45—1,50	2,391	3,9	3,446	3,2
IX	1,50—1,57	2,475	5,4	4,293	4,0
X	1,66—1,73	2,600	4,9	3,658	5,6

Таблица 6

Сравнение пластовых и средних скоростей, полученных в результате скоростного анализа и ВСП

Номер слоя	t_0 подошвы пласта, с	ВСП в скв. 63 Старо-Минской		Скоростной анализ			
		$v_{\text{пл}}$, км/с	\bar{v} , км/с	$v_{\text{пл}}$, км/с	$mv_{\text{пл}}$, %	\bar{v} , км/с	mv , %
I	0,84	2,02	2,02	2,08	3,0	2,08	3,0
II	1,05	2,20	2,08	2,34	6,0	2,13	2,4
III	1,19	2,30	2,13	2,41	4,8	2,17	1,9
IV	1,27	3,06	2,23	2,43	12,0	2,25	0,9
V—VI	1,38	2,88	2,31	2,69	6,6	2,28	1,2
VII	1,44	3,10	2,36	3,42	10,4	2,33	1,3
VIII	1,50	3,16	2,42	3,37	6,5	2,37	2,0
IX	1,55	4,00	2,47	4,47	11,8	2,44	1,0
X	1,725	2,50	2,54	3,86	10,3	2,59	1,8

Как видно из табл. 6, относительная ошибка m нахождения $v_{\text{пл}}$ различна для разных пластов и в целом увеличивается с глубиной. Пластовые скорости, определенные в результате скоростного анализа для слоев I—III, отличаются от скоростей по данным ВСП на $m=3 \div 6\%$. Значение $v_{\text{пл}}$ в слое IV определяется с наибольшей относительной ошибкой, равной 12 %. Для нижележащих слоев эта величина несколько уменьшается и колеблется в пределах 6,5—11,8 %. Такое резкое уменьшение точности определения $v_{\text{пл}}$ в слоях IV—IX можно объяснить неучетом влияния сейсмической квазианизотропии (в слое IV). О необходимости такого учета указывали в § 2 главы II. Причем самая низкая точность определения пластовой скорости (около 12 %) отмечена в слое IV, в котором установлена анизотропия; для нижележащих слоев точность несколько выше. Анализ материалов позволяет сделать вывод о том, что именно сейсмическая квазианизотропия является в рассматриваемом случае главным фактором, влияющим на точность определения пластовой скорости.

Относительная ошибка определения средних скоростей существенно меньше. Максимальная ее величина составляет 3 % для слоя I, для остальных слоев она равна 0,9—2,4 %. Точность определения средней скорости является весьма важным условием для последующего преобразования временного разреза в глубинный¹.

¹ Непрерывный скоростной анализ по методике, описанной в § 3 главы I, в большом объеме выполнен в тресте «Краснодарнефтегеофизика». Только за 1976 г. детальное изучение скоростной характеристики среды проведено на профилях ОГТ общей протяженностью 1280 км. По сравнению с сейсмокартажными данными точность определения пластовых (интервальных) скоростей примерно в 80 % случаев составляет 3—4 %. Такая же точность определения $v_{\text{пл}}$ получена при сравнении данных в точках пересечения профилей ОГТ.

§ 3. Изменение пластовых скоростей в горизонтальном направлении

При решении многих прямых и обратных задач сейсморазведки применительно к осадочным толщам рассматривают горизонтально-слоистые модели среды с постоянными скоростями в каждом слое. Различие подходов к решению задач состоит в степени дифференцированности скоростного разреза по вертикали. В грубом приближении задача решается со средней или эффективной скоростью. Для уточнения результатов вводят промежуточные границы, соответствующие границам с сильным изменением скорости.

Так, в некоторых задачах, а именно при расчете синтетических сейсмограмм, учитывают большое число горизонтальных границ соответственно данным акустического каротажа. При этом скоростной разрез АК, измеренный в одной точке (скважине), и рассчитанную по этому разрезу синтетическую сейсмограмму распространяют на большую площадь, которая по геологическим данным характеризуется примерно горизонтальным залеганием слоев. Геофизическими основаниями для такого подхода являются: представления или фактические данные (например, [36, 44]) о коррелируемости разрезов АК на площади и результаты построения разрезов по данным сейсморазведки (на которых границы примерно горизонтальны). Достижения современной сейсморазведки и главным образом разработка методов скоростного анализа сейсмограмм ОГТ позволяют проверить справедливость предположения о неизменности свойств слоев осадочной толщи в горизонтальном направлении и уточнить представления о модели среды.

Детальное изучение пластовых скоростей по описанной выше методике (§ 3 главы I, § 1—2 главы III) выполнено на Курганинской площади Восточно-Кубанской впадины для участка профиля длиной 18,5 км. Расстояние между пикетами профиля, на которых определяли $v_{пл}$, равнялось 100 м.

На рис. 23 приведен график изменения пластовых скоростей вдоль профиля. Отражающие горизонты I—X на временном разрезе (см. рис. 10) являются подошвами соответствующих слоев. С целью ослабления влияния ошибок единичных определений проведено сглаживание кривых $v_{пл}(l)$ по каждому слою¹. Для оценки точности определения пластовых скоростей вдоль профиля использована величина среднеквадратического отклонения $\sigma v_{пл}$ расчетных значений $v_{пл}$ относительно сглаженных значений $\tilde{v}_{пл}$. Величины $\sigma v_{пл}/\bar{v}_{пл}$ (где $\bar{v}_{пл}$ — среднее значение $v_{пл}$, определенное по сглаженной кривой $\tilde{v}_{пл}$ для каждого слоя) приведены

¹ Как уже отмечалось в § 1 главы III, отражающие горизонты VI—VIII уверенно прослеживаются в интервале пикетов 0—124 и 157—200. Поэтому надежное определение $v_{пл}$ для этих горизонтов может быть выполнено только на указанных участках.

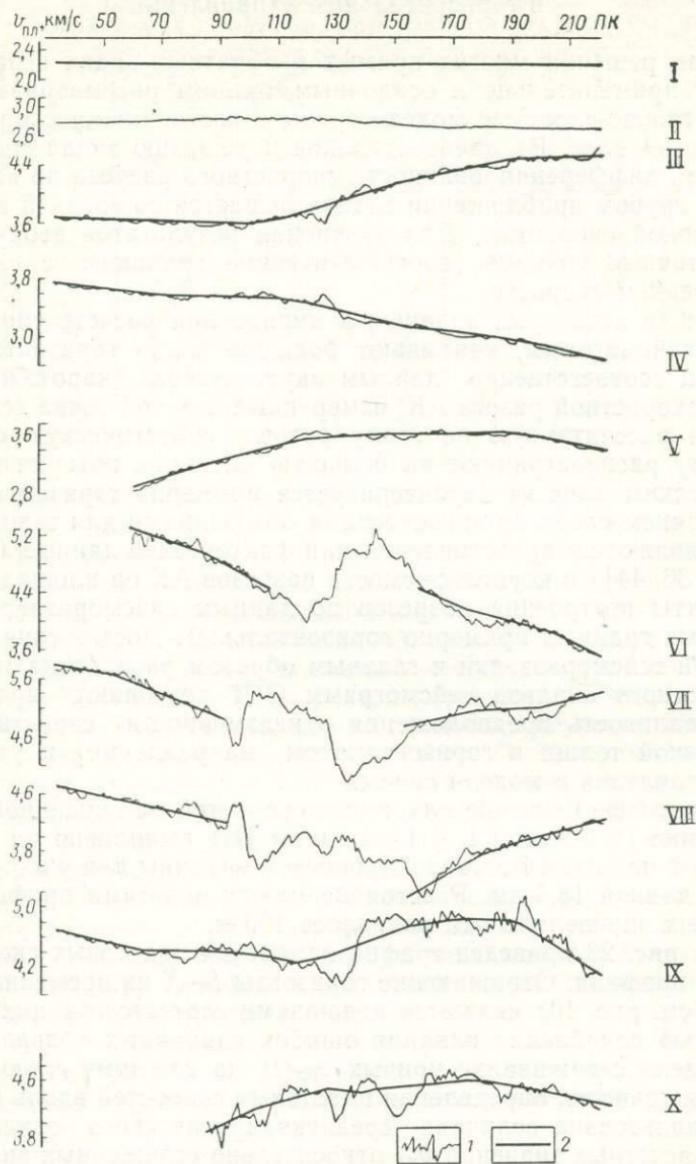


Рис. 23. Графики изменения пластовой скорости $v_{пп}$ (1) для горизонтов I—X по профилю длиной 19,5 км Курганинской площади
1 — единичные определения $v_{пп}$, 2 — сглаженные значения $\bar{v}_{пп}$

в табл. 4. Среднеквадратические погрешности определения $v_{пл}$ для различных слоев колеблются в пределах 1,0—4,7%.

Литологическая и стратиграфическая характеристики слоев и пределы изменения их мощности на рассматриваемом профиле приведены¹ в табл. 7. Видно, что изменения $v_{пл}$ для разных слоев в горизонтальном направлении различны по величине и по знаку. Для некоторых слоев изменения $v_{пл}$ очень велики (~20%), для других — практически отсутствуют. Так, для слоя III пластовая скорость изменяется в пределах 3,7—4,7 км/с, для слоя IV — 3,7—2,7 км/с, для слоя V — 2,8—3,4 км/с. В слоях I и II $v_{пл}$ практически постоянна. Отмеченные изменения $v_{пл}$ для слоев III—V значительно превосходят точность определения пластовой скорости, и можно считать, что они обусловлены изменением физических свойств слоев.

Возможность изменения физических свойств слоев следует из геологических представлений. В работе [67] отмечено, что для толщи палеоценца Восточно-Кубанского прогиба (слои III—V) характерна резкая фациальная изменчивость в горизонтальном и вертикальном направлениях. С юга на север и северо-запад происходит закономерное фациальное замещение. В одних слоях (III, V) песчано-глинистые фации заменяются карбонатными (плотные аргиллиты, пропластки известняков), в других (IV) — мергеле-известковистые отложения заменяются песчано-глинистыми.

В слоях IX—X увеличение пластовой скорости на отдельных участках профиля (также превосходящее точность определения $v_{пл}$) может быть связано [67] с замещением глинистых известняков (переслаивание песчано-глинистых и известковистых пород) толщей массивных известняков. Заметим, что последние перспективнее с точки зрения поисков нефти и газа.

Горизонтальные изменения пластовых скоростей по площади наблюдались и ранее для разных районов. В работе [172] установлены изменения $v_{пл}$ в трех покрывающих риф слоях, равные 9; 5 и 3%. Отмечена возможность определять наличие рифа по изменениям пластовых скоростей в слоях покрывающей толщи.

В работе [179] приведены результаты использования $v_{пл}$ для установления области фациального замещения песков на глины. На площади размером 10×13 км на глубине около 3 км пластовая скорость изменяется в пределах 2,6—3,1 км/с, что согласно [179] соответствует изменению содержания песка в диапазоне 10—70%.

Детальный анализ графиков АК в разных скважинах одной площади (по работам [36, 44 и др.]) показывает, что часто наблюдается корреляция формы графиков, абсолютные же величины скорости в тонких слоях меняются по горизонтали.

¹ Литологическая и стратиграфическая характеристики даны по скв. 7 Темиргоевская.

Таблица 7

Пределы изменения пластовых скоростей вдоль профиля на Курганинской площади

Номер слоя	Литологическая характеристика	Возраст	Пределы изменения вдоль профиля			$\sigma v_{\text{пл}}$, %
			глубины до подошвы слоя, км	мощности слоя, км	$v_{\text{пл}}$, км/с	
I	Глины	$P_3+N_1^+$	1,84—1,61	—	2,23—2,21	0,7
II	Песчанистые глины, пески, прослои песчаников	$+P_2$	2,47—2,17	0,63—0,56	2,80—2,70	1,8
III	Глины, пески, слои песчаников		2,82—2,45	0,35—0,29	3,70—4,67	1,7
IV	Песчанистые глины, пески, песчаники		3,10—2,72	0,28—0,26	3,72—2,69	1,4
V	Песчанистые глины, мергели, пески	P_1	3,42—3,12	0,32—0,40	2,83—3,39	1,4
VI	Песчаники, алевролиты, прослои известняков		3,82—3,33	0,40—0,22	5,17—3,49	1,1—2,2
VII	Известняки, прослои песчаников	K_2	4,16—3,65	0,34—0,32	5,73—5,06	0,8—1,6
VIII	Песчанистые глины, прослои алевролитов	K_1	4,47—3,83	0,31—0,18	4,75—3,26	1,2—1,5
IX	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои глин	K_1-J_3	6,11—3,94	1,64—0,11	4,70—3,30	4,7
X	Гипсы, ангидриты, прослои песчаников, аргиллитов	J_3	7,61—5,27	2,10—1,33	3,85—4,56	2,4

В работе [46] характеристика изменений свойств слоев дана по интервальным граничным скоростям $v_{\text{г. инт}}$, определяемым по данным КМПВ. Для преломляющих слоев в Припятском прогибе, приуроченных к соленосной толще, отмечены изменения граничной скорости в горизонтальном направлении в пределах 3,8—4,6 км/с. Они существенно превышают ошибки определения скорости. Некоторым изменениям $v_{\text{г. инт}}$ дается геологическое истолкование. Зоны повышенных значений $v_{\text{г. инт}} = 4,5 \div 4,7$ км/с соответствуют чистой соли в пределах куполов. Участки с величинами $v_{\text{г. инт}} = 4,2 \div 4,4$ км/с характеризуют «грязную» соль при наличии в верхней части слоя с такой скоростью. Зоны с меньшим значением $v_{\text{г. инт}}$ (3,6—3,8 км/с), вероятно, соответствуют областям выклинивания слоя со скоростью около 4,2—4,4 км/с.

Полученные результаты об изменениях $v_{\text{пл}}$ в горизонтальном направлении для осадочных отложений северо-восточного борта центральной части Восточно-Кубанской впадины согласуются с материалами исследований в других районах. Однако данных еще мало и они носят разрозненный характер, что не позволяет делать выводов физического характера о закономерностях поведения пластовой скорости в слоях осадочной толщи. Пока можно считать актуальным постановку дальнейших исследований по этой проблеме. Такие исследования должны, в частности, выяснить, не являются ли горизонтальные изменения пластовых скоростей характерной особенностью осадочных толщ, а также хороша ли модель среды с постоянными по горизонтали пластовыми скоростями для решения ряда прямых и обратных задач сейсмики.

Изучение этих вопросов важно для дальнейшего совершенствования сейсмических методов разведки — повышения их точности и разработки методики решения новых задач, связанных с определением физических свойств всей среды (чтобы составить модель среды с учетом горизонтальных изменений $v_{\text{пл}}$) и ее отдельных слоев (для прямых поисков нефти и газа, выделения зон фациального замещения, выклинивания слоев и т. п.). При этом необходимо существенное повышение точности определения пластовых скоростей по данным МОГТ. Кроме того, требуется детальное изучение распределения $v_{\text{пл}}$ на большем экспериментальном материале.

Выводы

1. В результате детального изучения пластовых и средних скоростей на основе скоростного анализа данных МОГТ в северных районах Краснодарского края установлено, что при хорошем качестве полевого материала возможно расчленение среды в вертикальном направлении по значениям пластовых скоростей примерно с такой же детальностью, как и по сейсмокаротажу.

Детальность по горизонтали определяется методикой наземных наблюдений МОГТ.

2. Точность определения пластовых и средних скоростей по МОГТ, вычисленная путем сравнения с данными сейсмокаротажа, составляет для пластовых скоростей 3—4%, для средних — 1,0—2,5%.

3. Установлены существенные изменения пластовых скоростей по площади. Величины изменений и их знак различны в разных слоях и качественно согласуются с геологическими сведениями о фациальной изменчивости слоев. Обсуждены возможные пути для совершенствования модели среды и повышения точности интерпретации.

4. Исследовано влияние на скорость $v_{\text{огт}}$ разных факторов. Неоднородность верхней части разреза, не учтенная статистическими поправками, приводит к ложным аномалиям $v_{\text{огт}}(l)$ для нижележащих горизонтов. Ошибка в значении $v_{\text{огт}}(l)$ возрастает с увеличением глубины залегания горизонта и существенно зависит от соотношения протяженности скоростной неоднородности вдоль профиля (Δl) и базы наблюдения МОГТ — x ; максимальная ошибка соответствует отношению $\Delta l/x \approx 2/3$.

5. Исследовано влияние анизотропии на точность определения кинематических параметров при скоростном анализе данных МОГТ; показана необходимость учета анизотропии при определении фиктивной скорости $v_{\text{огт}}$. Установлено, что в некоторых типах анизотропных сред неправомерно применение алгоритмов разновременного суммирования, основывающихся на гиперболической аппроксимации годографа ОГТ.

6. Показана возможность использования спектров скоростей для обнаружения интерференции однократных и многократных волн, исключения многократных волн из интерпретации и повышения точности определения $v_{\text{огт}}$. Устойчивое разрешение волн на спектрах скоростей наблюдается в случае, когда разница в приращении времени на крайнем канале базы суммирования превышает $1,5 T$ (где T — видимый период волны). Ошибка $\Delta v_{\text{огт}}$ определения скорости $v_{\text{огт}}$ полезной волны существенно зависит от величины интервала интегрирования ΔT и точности задания времени t_0 регистрации волны на временном разрезе. При $\Delta T \approx 3T$ погрешность в задании t_0 не влечет за собой ошибки в определении $v_{\text{огт}}$.

Раздел второй

ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ПОГЛОЩЕНИЯ ПО ДАННЫМ МОВ И МОГТ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ

Сейсмические методы разведки, основанные на регистрации продольных волн, широко применяются при разведке на нефть, газ, руду и другие полезные ископаемые. Одним из путей дальнейшего расширения разведочных возможностей сейсмических методов является изучение и использование при интерпретации динамических характеристик волн.

Основоположником изучения динамики волн в сейсморазведке является Г. А. Гамбурцев [23], под руководством которого в Институте физики Земли (ИФЗ) АН СССР еще в 1943—1944 гг. начаты экспериментальные исследования динамических характеристик волн в реальных средах. Они показали перспективность использования динамических характеристик волн для совершенствования сейсмических методов разведки.

С конца 40-х годов успешно развиваются теоретические [48, 112] и модельные [49, 128] исследования динамики сейсмических волн. Теоретическое и модельное решения задач по динамике сейсмических волн получены для сравнительно простых типов сред. Поэтому основные закономерности распространения волн в сложных средах выяснялись путем анализа и обобщения данных, полученных при экспериментах в реальных средах. В процессе исследований разрабатывались и совершенствовались методы изучения и интерпретации динамики сейсмических волн.

К концу 50-х годов был накоплен большой экспериментальный материал, который позволил провести его обобщение с целью установления закономерностей физического характера и обоснования разведочных возможностей сейсмических методов при изучении разных сред и использовании разных типов волн [41]. В работах [41, 42] приводятся результаты изучения динамических характеристик преломленных и отраженных волн, соответствующих горизонтально-слоистым средам с толстыми и тонкими слоями, динамические соотношения запредельных отраженных и преломленных волн, которые отвечают границам толстых слоев. Там же обобщены экспериментальные данные о поглощении продольных волн в реальных средах с целью выявления зависимости параметров поглощения от литологического со-

стара пород, глубины их залегания, частоты и других факторов. Анализ динамических соотношений волн различных типов показал значительную роль поглощения в этих соотношениях.

В 1957 г. И. Г. Медовским и К. А. Мустафаевым [82] впервые обнаружено повышенное поглощение сейсмических волн в газонефтенасыщенных пластах. В связи с этим интерес к изучению и использованию поглощения сейсмических волн усилился.

Сдерживающим фактором в применении для интерпретации динамики волн и, в частности, параметров поглощения являлась существовавшая в то время сейсморазведочная аппаратура. Сейсмические усилители и носители информации позволяли регистрировать сигналы в узком динамическом диапазоне, применялись различные схемы регулировки амплитуд, которые полностью разрушали информацию, содержащуюся в амплитудах сигналов [140, 187]. При специальных исследовательских работах для получения истинных амплитуд сейсмические записи получали без АРУ. С этой целью для разных диапазонов времен использовались различные по интенсивности взрывы, и на сейсмограммах выбирали участки, на которых запись можно считать неискаженной. При изучении поглощающих свойств среды ведущее место в то время имели работы КМПВ [41, 42].

На следующем этапе при использовании магнитных станций динамический диапазон носителя сейсмических сигналов заметно возрос, что позволило заменить АРУ программным регулятором усиления и тем самым сохранить часть информации об амплитудах сигналов. Однако и тогда амплитуды сейсмических волн слабо использовались при интерпретации.

С развитием цифровой техники, которая дает возможность получать сигнал в неискаженном виде в широком динамическом диапазоне, появилась возможность для широкого применения динамики сейсмической записи при интерпретации [114, 140]. В настоящее время проводятся экспериментальные и теоретические работы по изучению и использованию динамики отраженных волн с целью определения физических параметров среды [64, 65, 111, 119, 122, 146, 148, 181 и др.]. Эти исследования направлены на прямые поиски нефти и газа и выяснение литологической характеристики пород. Основными параметрами среды, используемыми для решения этих задач, являются пластовые скорости, коэффициенты поглощения и коэффициенты отражения.

В проблеме использования поглощающих свойств среды при изучении вещественного состава отложений и прямых поисках нефти и газа можно выделить следующие важные задачи.

1. Изучение возможности определения коэффициентов поглощения в различных средах и улучшение способов их определения.

2. Детальное изучение коэффициентов поглощения в различных породах, залежах нефти и газа, а также их зависимости от частоты.

Решение этих задач позволит ответить на вопрос о возможности применения коэффициентов поглощения при прямых поисках нефти и газа и изучении вещественного состава отложений.

Настоящий раздел посвящен преимущественно решению первой задачи. Дан обзор результатов использования коэффициентов поглощения для решения различных разведочных задач, проведен анализ известных в литературе способов определения поглощения по данным МОВ, рассмотрены пути их улучшения. На основании этого предложен новый способ определения коэффициентов поглощения. Для оценки погрешностей определения коэффициентов поглощения в различных средах, обусловленных влиянием интерференции однократных и многократных волн, тонкой слоистости среды, акустической дифференциации и параметров распределения отражающих границ в среде, использованы расчеты теоретических сейсмограмм.

Сейсмограммы рассчитаны для тонкослоистых идеально-упругих и поглощающих сред со случайной структурой. По ним изучена динамика отраженных волн, опробованы способы определения поглощения, показаны достоинства и недостатки разных способов при изучении поглощения в средах с различным строением. На основании оценок погрешностей определения поглощения и результатов динамических характеристик волн рассмотрена возможность обнаружения аномально-поглощающих зон с различными параметрами (глубина залегания, коэффициент поглощения).

Показаны возможности определения коэффициентов поглощения по сейсмограммам ОГТ, предложен способ существенного повышения точности этого определения с использованием нескольких трасс ОГТ. Приведены результаты определения коэффициентов поглощения в районах Припятской впадины, где среда сильно дифференцирована по пластовым коэффициентам поглощения в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Глава IV

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ ПОГЛОЩЕНИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ РАЗВЕДОЧНЫХ ЗАДАЧ И ОБЗОР СПОСОБОВ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

В главе приводятся результаты исследований по изучению литологической характеристики отложений и прямых поисков нефти и газа с использованием поглощения сейсмических волн, дан обзор известных в литературе способов определения поглощения, рассмотрены допущения и упрощающие предположения, положенные в основу способов. Описаны также результаты определения поглощения разными способами.

§ 1. Использование параметров поглощения для решения разведочных задач

Характеристика вещественного состава отложений

На возможность применения коэффициентов поглощения для изучения литологии пород, видимо, впервые указано в работе [41]. В 1970 г. К. Г. Сэвит и Э. Майтекер [140] предложили для изучения литологической характеристики пород использовать совокупность данных о величинах пластовых коэффициентов поглощения и скоростей. Авторы предполагали, что с помощью этих физических параметров можно дифференцировать такие породы, как песчаники, глины и известняки. Особый интерес уделяется изучению с помощью указанных параметров изменения литологического состава отложений по площади. В работе К. Г. Сэвита и Э. Майтекера [140] декременты поглощения определены по амплитудам однократных волн, отраженных от подошвы и кровли толстого слоя; построена карта распределения декрементов поглощения по площади. Сопоставление полученной карты с данными бурения показывает, что между величинами декрементов поглощения и литологическим составом отложений существует тесная корреляционная связь. Путем использования установленной связи авторы оценили соотношение песчанистых и глинистых пород в слое и изменение этого соотношения по площади. По их мнению, точность определения состава песчанистых и глинистых пород в исследованном районе составляет 10%.

В 1970—1972 гг. в Казахстанской опытно-методической экспедиции разработан метод изучения геологического разреза по динамическим параметрам нерегулярных отраженных волн — метод «Дина» [64, 65]. Составлен также комплекс соответствующих программ для ЭВМ. Метод «Дина» анализа динамических параметров волн предназначен для расчленения осадочного чехла и регионального изучения рельефа поверхности фундамента. Метод обеспечивает решение этих задач при определенных представлениях о модели среды. В качестве модели рассматривалась слоистая среда, состоящая из ряда достаточно мощных комплексов пород с близкими физическими характеристиками (галогенный, терригенный, карбонатный и др.). При этом предполагалось следующее: а) регистрируемая без применения АРУ (автоматический регулятор усиления) и ПРУ (программный регулятор усиления) сейсмическая запись в основном формируется из нерегулярных волн, однократно отраженных от границ в указанных комплексах; б) параметры, характеризующие эти границы (коэффициенты отражения, прохождения и др.), в пределах каждого такого комплекса в среднем одинаковы; в) отраженные волны имеют близкий частотный спектр.

Важно отметить, что регулярные волны связаны с границами, характеризующимися повышенными значениями коэффици-

ента отражения, и оттого на записи отличаются аномально высокими амплитудами. В связи с этим невозможно использовать соответствующий интервал записи для изучения поглощающих свойств среды по рассматриваемому методу, так как регулярные волны являются для него помехами.

Метод «Дина» реализуется выполнением следующих основных операций. По данным МОВ, автоматически вводимым с магнитограмм в ЭВМ, вычисляются заданные динамические параметры ($\ln A$, где A — амплитуда экстремума сейсмической трассы) и по произвольному числу трасс сейсмограмм составляются сводные графики изучаемого параметра. Путем осреднения способом скользящего среднего производится ослабление случайных погрешностей, после чего график, выведенный на граffопостроитель, визуально аппроксимируется кусочно-линейной функцией. Точки излома отождествляются с положением границ крупных литолого-физических комплексов, а значения угловых коэффициентов аппроксимирующих звеньев принимаются за некоторые эффективные параметры, которые в зависимости от их вида могут быть связаны с теми или иными физическими параметрами соответствующего комплекса (средний коэффициент поглощения α , пластовая скорость, пористость, трещиноватость и др.).

Так, для графиков $\ln A(t)$ угловые коэффициенты аппроксимирующих звеньев

$$\alpha_{\text{эфф}} \approx \alpha_{\text{пл}} v_{\text{пл}},$$

где $\alpha_{\text{пл}}$ — коэффициент поглощения, характеризующий m -й комплекс.

Резкие локальные изменения формы графиков динамических параметров интерпретируются как признак тектонического нарушения.

Особенностью метода является возможность использования графиков динамических параметров сейсмической записи для расчленения разреза на крупные сравнительно однородные литолого-физические комплексы, а также с целью изучения физических характеристик выделенных комплексов, позволяющих судить об их вещественном составе.

Экспериментальное опробование метода «Дина» проведено на материалах Илийской геофизической экспедиции, полученных в юго-восточной части Чу-Сарысуйской депрессии. В строении депрессии участвуют магматические, метаморфические и осадочные породы от протерозойских до четвертичных включительно. Приведем некоторые результаты определения $\alpha_{\text{эфф}}$ из работы [125].

Наиболее глубокий из выделенных комплексов I характеризуется минимальными значениями $\alpha_{\text{эфф}} = 0,01 \div 0,05$ усл. ед. В районе Уч-Аральской седловины с кровлей этого комплекса совпадает преломляющий горизонт, имеющий $v_r = 6,0 \div 6,2$ км/с. На ос-

тальной территории комплекс I залегает на 1—2 км ниже кровли эфузивно-осадочных отложений, установленной по данным сейсморазведки и бурения. Комплекс отождествлен со складчато-метаморфическими образованиями фундамента. Скважины, пробуренные в пределах Уч-Аральской седловины, на глубинах, соответствующих залеганию комплекса I, вскрыли сильно метаморфизованные сланцы верхнего протерозоя и нижнего палеозоя.

Комплекс II характеризуется значениями $\alpha_{\text{эф}} = 0,5 \div 0,12$ усл. ед. и по данным привязки к скважинам отождествляется с эфузивно-осадочными породами среднего — нижнего девона. Мощность комплекса увеличивается в северо-восточном направлении в пределах 1,5—2,0 км. Одновременно заметно уменьшается коэффициент $\alpha_{\text{эф}}$, что может свидетельствовать о существенном увеличении роли эфузивных пород по мере приближения к внутренней зоне девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. Наблюдается также аномальное увеличение значений $\alpha_{\text{эф}}$ в зонах ранее установленных тектонических нарушений, связанное, по-видимому, с увеличением трещиноватости пород на этих участках. Анализ графиков амплитуд для интервала разреза, соответствующего комплексу II, а также сравнительно высокие значения $\alpha_{\text{эф}}$, которые характеризуют комплекс в целом, позволяют предположить, что в его составе имеются достаточно мощные прослои терригенных пород. Значения $\alpha_{\text{эф}}$ комплекса II повсеместно в 2 раза и более превышают величины $\alpha_{\text{эф}}$ комплекса I (и даже осадочного карбонатного комплекса IV) при разнице скоростей не более 10—15 %. Это дало основание авторам поставить вопрос о возможной перспективности осадочно-эфузивных отложений нижнего — среднего девона в отношении поисков нефти и газа.

Отложения комплекса III распространены повсеместно и характеризуются самыми высокими и наиболее изменчивыми по площади значениями $\alpha_{\text{эф}}$, равными 0,1—0,33 усл. ед. По данным привязки к скважинам комплекс III отождествляется с терригенными отложениями нижнего карбона — верхнего девона. Резкое уменьшение значений $\alpha_{\text{эф}}$ комплекса III в западной части профиля связано, по мнению авторов, с появлением сульфатно-галогенных образований, характеризующихся низкими коэффициентами поглощения.

Выше комплекса III в разрезах выделены еще два комплекса: комплекс IV с $\alpha_{\text{эф}} = 0,02 \div 0,08$ усл. ед., комплекс V с $\alpha_{\text{эф}} = 0,13 \div 0,25$ усл. ед. Первый выполнен карбонатными отложениями, второй — терригенными. Оба комплекса достаточно хорошо изучены бурением и сейсморазведкой МОВ. Полученные данные хорошо согласуются со сложившимися представлениями об их строении и о закономерностях изменения вещественного состава пород.

На основании полученных результатов авторы работы [125] рекомендуют использовать метод «Дина» для решения следующих задач.

1. Выделения в разрезе и прослеживания границ литолого-физических комплексов с целью установления основных структурных закономерностей в строении изучаемой среды.

2. Прослеживания изменения по площади параметров $\alpha_{\text{эф}}$, характеризующих вещественный состав отдельных комплексов; установления региональных закономерностей и локальных аномалий, которые могут быть использованы для прогнозирования как крупных зон нефтегазоносности, так и отдельных ловушек, а также с целью выявления тектонических нарушений.

3. Уточнения привязки основных отражающих горизонтов в разрезе по их положению относительно выделяемых границ крупных литолого-физических комплексов.

Следует заметить, что выражение для определения эффективного коэффициента затухания, называемого авторами коэффициентом поглощения [125], выполняется (и то приближенно) лишь при $t_1 \gg \Delta t$, где Δt — временной интервал сейсмограммы, в котором определяется $\alpha_{\text{эф}}$; t_1 — время прихода волн, отраженных от кровли исследуемого комплекса пород. Если t_1 незначительно превышает Δt или, тем более, если они близки, на величину $\alpha_{\text{эф}}$ существенное влияние оказывает сферическое расхождение фронта волны, которое зависит не только от скорости в исследуемом комплексе пород и в покрывающей его толще, но и от мощности последней. В этом случае эффективный коэффициент затухания определяется многими величинами: $v_{\text{пл}}$, \bar{v} , $h_{\text{пл}}$, $\alpha_{\text{пл}}$, H , т. е. несет информацию не только об исследуемом комплексе, но и о покрывающей его толще.

Прямые поиски нефти и газа

В 1957 г. И. Г. Медовским и К. А. Мустафаем [82] впервые было обнаружено повышенное поглощение сейсмических волн в газонефтенасыщенных пластах. Подход к решению задачи был в основном качественным. По материалам МОВ, полученным в разных районах, авторами отмечено повышенное затухание волн в пределах залежей нефти и газа, что выражается в ухудшении качества материала, ограничении глубин сейсмических исследований.

Авторы изучали затухание проходящих волн с увеличением глубины в скважинах, расположенных вне залежи и прошедших залежь. При регистрации колебаний без АРУ и одних и тех же условиях возбуждения в первом случае зарегистрированы интенсивные проходящие волны на глубинах, больших глубины залегания залежи, во втором случае их записать не удалось. По спектрам проходящих волн оценена зависимость коэффициентов поглощения от частоты f , а также определены сами коэффициенты поглощения на месторождениях Бузовны и Аташ-

ки Азербайджана. Для прямых продольных волн были получены следующие зависимости: месторождение Бузовны — $\alpha(f) = 0,133 \cdot 10^{-3} \text{ fm}^{-1}$, месторождение Аташка с меньшей насыщенностью нефтью — $\alpha(f) = 0,07 \cdot 10^{-3} \text{ fm}^{-1}$.

Впоследствии рядом авторов [27, 119, 122] проведены экспериментальные исследования в других районах, которые также указывали на повышенное затухание сейсмических волн в залежах нефти и газа. Однако во многих случаях вызывало сомнение объяснение резкого ослабления интенсивности отраженных волн над залежами только повышенным поглощением в залежи. В. А. Гаранин [25] исследовал на моделях влияние покрывающих залежь отложений за счет насыщения их газом на затухание волн с глубиной. Эксперименты показали, что загазованность покрывающих залежь отложений приводит к резкому увеличению затухания сейсмических волн.

В 1953 г. И. Я. Баллахом [108] обращено внимание на прослеживаемость одного из отражений только на своде и крыльях структуры и отсутствие за ее пределами. Им показано, что отражение происходит от зеркальной границы, связанной с водо-нефтяным контактом. На основании этого сделано предположение о том, что сейсмическим методом РНП можно выделять кровли нефте- и газосодержащих пластов. Увеличение коэффициентов отражения при переходе от водо- к нефтегазонасыщенному пласту позднее отмечено другими исследователями [32, 170, 180, 184]. В некоторых случаях наблюдается уменьшение коэффициентов отражения при переходе от водо- к нефтегазонасыщенному пласту, которое, по-видимому, вызвано тем, что нефтегазонасыщенными являются более высокоскоростные породы, чем породы, перекрывающие их [4, 181].

В результате в сейсморазведке наметились два направления прямых поисков. Первое основано на выделении и анализе волн, отраженных от границ нефтегазоносных пластов. Второе базируется на изучении динамических характеристик волн, проходящих через залежь; при этом нет необходимости в выделении и прослеживании отдельных волн. Основы обоих направлений в прямых поисках нефти и газа заложены в Советском Союзе.

В настоящее время первое направление получило широкое развитие за рубежом. Оно основано на различии акустических импедансов водо- и нефтегазонасыщенных коллекторов. Многие авторы [4, 32, 170] полагают, что изменение акустического импеданса при переходе от водонасыщенных к нефте- или газонасыщенным коллекторам происходит за счет уменьшения скорости в нефтегазонасыщенных пластах. Разработан способ сейсморазведки — яркое пятно [170, 180], в котором используется этот эффект для выделения залежей нефти и газа.

Второе направление связано с изучением коэффициентов и декрементов поглощения в среде и выделением аномально-поглощающих зон, с которыми могут быть связаны залежи нефти

и газа. В работах [119, 122] сообщается об успешном выделении залежей по аномалиям коэффициентов поглощения.

Исследования по прямым поискам нефти и газа с использованием коэффициентов поглощения проводились К. А. Мустафаем, М. Б. Рапопортом, Л. И. Рапопорт. В работе М. Б. Рапопорта [122] сообщается, что применение корреляционной методики определения поглощения позволило обнаружить и подтвердить наличие залежей нефти и газа в районах Прибалтики и Тюмени; данных о величинах α не приводится. В работе Л. И. Рапопорт [119] описаны результаты определения декрементов поглощения на месторождениях Рудки и Пымяны Западной Украины. Декременты поглощения определены способом, предложенным Л. И. Рапопорт. Указано на наличие зоны аномальных декрементов поглощения, соответствующих залежам нефти и газа, но их интенсивность нередко сопоставима с ошибками в определении декрементов поглощения.

Некоторые авторы предлагают для прямых поисков использовать многие параметры. Наиболее важными из них являются: интенсивность отраженных волн, интервальная скорость, коэффициент поглощения, локальные потери высокочастотных составляющих колебаний, полярность отражений. По-видимому, именно это направление, основанное на совместном использовании многих динамических и кинематических параметров, представляется наиболее перспективным.

§ 2. Обзор способов определения коэффициентов поглощения по данным МОВ

1. Способы определения коэффициентов поглощения по отношениям амплитуд и спектров отдельных волн.

В эту группу включены способы определения коэффициентов поглощения по отношениям амплитуд и спектров волн, зарегистрированных в некоторой точке одним и тем же сейсмоприемным каналом при том же взрыве; а) двух однократных волн; б) однократной и многократной волн. Они предложены соответственно И. С. Берзон в 1958 г. (описан в отчете) и А. М. Епинатьевой [41, 42] в 1960 г.

Коэффициенты поглощения определяются на том дополнительном участке пути, который одна волна проходит по сравнению с другой. Предполагается, что коэффициенты отражения K не зависят от частоты, т. е. отражения происходят от границ однородного полупространства. На рис. 24 показана схема строения среды и траектория лучей; для удобства изображения показано наклонное падение лучей.

Отношения амплитуд составляющих спектра волн на частоте f для двух однократных волн имеют вид [41] (см. рис. 24, а).

$$\frac{A_1}{A_2} = \frac{K_1}{K_2(1 - K_1^2)} \left(1 + \frac{h_2 v_2}{h_1 v_1}\right) e^{-2\alpha_{pl} h_2}.$$

Отсюда

$$\alpha_{\text{пл}} = \frac{1}{2h_2} \left[\ln \frac{A_1}{A_2} + \ln \frac{K_2(1-K_1^2)}{K_1} - \ln \left(1 + \frac{h_2 v_2}{h_1 v_1} \right) \right].$$

Отношения амплитуд составляющих спектра волн на частоте f для однократной и многократной волн [41] (см. рис. 24, б)

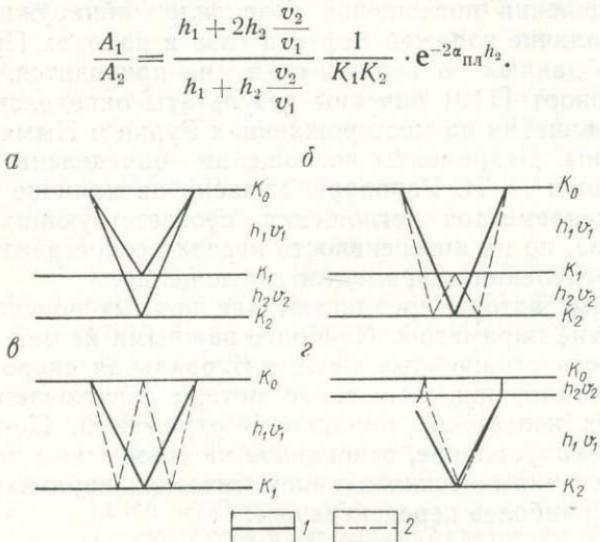


Рис. 24. Схема строения среды и траектория лучей в способах определения коэффициентов поглощения по амплитудам и спектрам отдельных волн α — для двух однократных волн; β — для однократной и многократной волн; γ — для однократной и двухкратной волн; δ — для однократной волны и волны-спутника, отраженной от дневной поверхности; 1 — однократная волна; 2 — многократная волна

Отсюда

$$\alpha_{\text{пл}} = \frac{1}{2h_2} \left(\ln \frac{A_1}{A_2} + \ln K_1 K_2 - \ln \frac{h_1 + 2h_2 \frac{v_2}{v_1}}{h_1 + h_2 \frac{v_2}{v_1}} \right).$$

В частном случае, когда многократная волна является двухкратно-отраженной волной от той же границы раздела (см. рис. 24, γ), от которой получена однократная волна, последняя формула примет вид:

$$\alpha = \frac{1}{2h} \left(\ln \frac{A_1}{A_2} + \ln K_1 K_2 - \ln 2 \right).$$

Из приведенных формул видно, что для определения поглощения по отношению амплитуд волн необходимо знать коэффициенты отражения K_1 и K_2 , мощности слоев h_1 и h_2 и скорости в этих слоях v_1 и v_2 .

При определении коэффициентов поглощения и их зависимости от частоты по спектрам волн отношения амплитуд составляющих спектра волн на частоте f записывают в виде

$$\ln \frac{A_1}{A_2} = -2h_2 \alpha_{\text{пл}} + \ln c,$$

где в величину c включены все сомножители, не зависящие от частоты.

Для нахождения зависимости $\alpha_{\text{пл}}(f)$ коэффициентов поглощения от частоты строят графики $\ln(A_1/A_2) = F(f)$. Коэффициенты поглощения определяют путем экстраполяции по прямой графика зависимости $F(f)$. При этом используется условие, что в случае $f=0$, $\alpha_{\text{пл}}=0$.

Способы определения коэффициентов поглощения по амплитудам и спектрам однократных и многократных волн опробованы для толщи песчано-глинистых пород со средней скоростью около 2 км/с и мощностью 0,8—1,3 км в районе Причерноморской впадины [42]. Экспериментальные графики сильно изрезаны, возможна лишь грубая аппроксимация графиков прямой, при этом получается близкая к линейной зависимость коэффициентов поглощения от частоты. Для толщ мощностью 0,8 км коэффициенты поглощения равны $0,186 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$, а мощностью 1,3 км — $0,34 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$.

Коэффициенты поглощения, определенные по отдельным графикам $\ln(A_1/A_2) = F(f)$, на 100% и более отличаются от средних значений α . Величины коэффициентов поглощения для частоты 40 Гц меняются от $(0,3-0,5) \cdot 10^{-3}$ до $(1,0-1,3) \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1}$.

Определены также коэффициенты поглощения в зоне малых скоростей (ЗМС) по отношению амплитуд однократной и многократной волн: многократная волна претерпела первое отражение от поверхности Земли, $\alpha = 1 \cdot 10^{-2} \text{ м}^{-1}$ (см. рис. 24, ε). В работе [42] отмечено, что коэффициенты поглощения в ЗМС определены с малой точностью, так как мала точность снятия амплитуд из-за интерференционного характера волн.

2. Способ определения коэффициентов поглощения по встречным графикам амплитуд отраженных волн.

Указанный способ описан в работе [41]. Предполагается, что отражающая граница покрыта однородной средой и коэффициент отражения от нее не зависит от частоты. Амплитуда отраженной волны в некоторой точке x профиля на встречных системах имеет вид:

$$A_1 = A_{01} K(i_1) \frac{e^{-\bar{\alpha}vt_1}}{vt_1} [W(\Theta_1)];$$

$$A_2 = A_{02} K(i_2) \frac{e^{-\bar{\alpha}vt_2}}{vt_2} [W(\Theta_2)],$$

где i_1, i_2 — углы падения волны на границу; Θ_1, Θ_2 — углы подхода волн к поверхности наблюдения; $W(\Theta_1), W(\Theta_2)$ — коэффициенты конверсии; A_{01}, A_{02} — амплитуды волн в источнике.

Логарифмируя эти выражения и обозначая

$$\chi = \ln K(i_1) - \ln K(i_2) + \ln \left[\frac{W(\Theta_1)}{W(\Theta_2)} \right],$$

получим:

$$\bar{\alpha} = \frac{\Delta \left(\ln \frac{A_1}{A_2} + \ln \frac{t_1}{t_2} - \chi \right)}{v \Delta (t_2 - t_1)},$$

где $\Delta (\ln \frac{A_1}{A_2} + \ln \frac{t_1}{t_2} - \chi)$, $\Delta (t_2 - t_1)$ — разности значений соответствующих величин для двух точек профиля.

Чтобы определить коэффициенты поглощения, используется вся совокупность точек на встречных амплитудных графиках. Строится график зависимости величины $\mu = \ln \frac{A_1}{A_2} + \ln \frac{t_1}{t_2} - \chi$ от $\eta = t_2 - t_1$. Для этого сначала строят график $\mu(x)$. Затем по встречным годографам находят разностный годограф $t_2 - t_1 = \eta(x)$. По нему определяют значения $t_2 - t_1$, соответствующие каждому заданному значению x , и график зависимости $\mu(x)$ перестраивается в график $\mu = \mu(t_2 - t_1)$. Полученный график аппроксимируется прямой и по ее наклону определяются коэффициенты поглощения.

Функция $\mu(x)$ вычисляется следующим образом: по разрезу находят углы падения i_1, i_2, Θ_1 и Θ_2 и с помощью таблиц [112] определяют соответствующие им значения коэффициентов отражения и конверсии.

Способ опробован для песчано-глинистых отложений Западной Украины, залегающих на глубинах 0—0,8 км. График $\mu = \mu(t_2 - t_1)$ сильно изрезан, но достаточно хорошо аппроксимируется прямой линией. Коэффициент поглощения, определенный по этому графику, равен $4,4 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1}$.

3. Способ определения коэффициентов поглощения по графикам $\ln A(t)$.

Способ предложен А. М. Епинатьевой [42] в 1960 г. Он основан на использовании графиков зависимости амплитуды отраженных волн от времени, построенных при $x=0$. Предполагается, что ход графиков $A=A(x)$ определяется амплитудами однократных волн, коэффициенты отражения от разных границ распределены равномерно, мощность каждого из слоев, в пределах которых коэффициенты поглощения постоянны, большая и на сейсмограммах регистрируется ряд волн, соответствующих границам раздела, расположенным в пределах каждого из слоев. Влиянием коэффициентов прохождения пренебрегают. Согласно [42], амплитуда отраженной волны со временем прихода t и

средней скоростью \bar{v} для некоторой фиксированной частоты f запишется в виде

$$A = \frac{A_0 e^{-\alpha \bar{v} t}}{\bar{v} t} K,$$

где K — коэффициент отражения от границ тонких слоев. Логарифмируя, получим:

$$\ln A \bar{v} t = -\alpha \bar{v} t + c,$$

где величина c не зависит от t .

Строят графики зависимости $\ln A \bar{v} t$ от t . Полученную кривую аппроксимируют прямой, по наклону которой определяется коэффициент поглощения.

Способ опробован в районе Причерноморской впадины [42] для толщи песчано-глинистых пород с $\bar{v} \approx 2$ км/с, залегающей на глубине 0—1,3 км, и для толщи известняков с $\bar{v} = 3,5 \div 4,0$ км/с на глубине более 1,3 км. Коэффициенты поглощения определены на частотах $f = 80 \div 100$ Гц. Для толщи песчано-глинистых пород они изменяются в пределах $6 \cdot 10^{-4} \div 2 \cdot 10^{-3}$ м $^{-1}$, $\alpha = 1 \cdot 10^{-3}$ м $^{-1}$, для толщи известняков $\alpha = (3 \div 9) \cdot 10^{-4}$ м $^{-1}$, $\alpha = 5 \cdot 10^{-4}$ м $^{-1}$.

4. Способ определения коэффициентов поглощения по изменению преобладающих частот сейсмических колебаний.

Способ предложен А. Г. Авербухом [1] в 1969 г. Для случая линейной зависимости коэффициентов поглощения от частоты

$$\alpha = \frac{2\pi(f_2 - f_1)}{(H_2 - H_1)[4\pi(f_2 - f_1)^2 + \beta^2]},$$

где f_1, f_2 — преобладающие частоты сейсмических записей, отвечающих участкам разреза со средними глубинами H_1 и H_2 ; $\beta = \frac{1}{t_1 - t_2} \ln \frac{t_1 A(t_2)}{t_2 A(t_1)}$ — коэффициент затухания огибающей волнового колебания $A(t)$.

В. А. Березнев и А. А. Маловичко улучшили этот способ. Они предложили [8] для определения преобладающих частот воспользоваться вычислением вторых производных колебаний $A''(t)$. Согласно [8], если $A(t_1)$ — значение амплитуды (в В) в средней точке, а $A(t_x)$ и $A(t_{2x})$ — средние из амплитуд в точках на расстояниях соответственно x и $-x$, $2x$ и $-2x$ (в с), то

$$A''(t) = \frac{1}{6x^2} [-15A(t_1) + 16A(t_x) - A(t_{2x})].$$

В случае сигнала $A(t)$ синусоидальной формы

$$A''(t)/A(t) = -\omega^2.$$

Авторы показали на теоретическом импульсе типа $A(t) = e^{-\beta t} \sin \omega_0 t$ (ω_0 — центральная частота), что точность опреде-

ления преобладающих частот по вторым производным колебаний выше, чем по видимым периодам.

5. Способ определения коэффициентов поглощения по спектрам автокорреляционных функций участков сейсмограмм.

Способ предложен М. Б. Рапопортом [121, 122] в 1969 г. В нем используется корреляционная теория случайных функций; объектом изучения являются не отдельные импульсы отраженных волн, а протяженные участки сейсмограмм, длительность которых велика по сравнению с длительностью отдельных импульсов. Необходимо, чтобы уровень колебаний поддерживался примерно постоянным со временем системами регулировки амплитуд (цифровая, программная, автоматическая). Изменением формы отдельных отражений в пределах ограниченного интервала времени пренебрегают. Предполагается, что границы тонких слоев распределены в разрезе по закону Пуассона. При этих допущениях, по мнению автора, достаточно протяженный участок сейсмограммы можно считать стационарным случайнym процессом. Тогда спектр мощности участка сейсмограммы

$$W_0(\omega) = cw(\omega) = c \int_{-\infty}^{\infty} R(\tau) e^{-j\omega\tau} d\tau = c |S(\omega)|^2 = \\ = c \left| \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-j\omega t} dt \right|^2,$$

где $w(\omega)$ — спектр мощности импульса $f(t)$; $S(\omega)$ — спектр элементарного сигнала; $R(\tau)$ — автокорреляционная функция участка сейсмограммы; c — постоянная; τ — время сдвига.

Для исключения влияний условий возбуждения и свойств верхней части разреза рассматриваются два произвольных интервала разреза $H_2 - H_1$ и $H_4 - H_3$. Середина первого соответствует глубине H'_1 , второго — H'_2 . Различие в спектрах $S_2(\omega)$ и $S_1(\omega)$ элементарных сигналов для этих интервалов, вызванное поглощением сейсмических волн, в диапазоне глубин $H'_2 - H'_1$ выражается соотношением

$$S_2(\omega) = \beta S_1(\omega) \exp [-2\bar{\alpha}(H'_2 - H'_1)],$$

где $\bar{\alpha}$ — средний коэффициент поглощения в интервале глубин $H'_2 - H'_1$; β — постоянный множитель, равный соотношению коэффициентов c для обоих интервалов.

Отсюда

$$\frac{W_2(\omega)}{W_1(\omega)} = \beta^2 \exp [-4\bar{\alpha}(H'_2 - H'_1)];$$

$$\bar{\alpha} = \frac{\ln \frac{W_1(\omega)}{W_2(\omega)}}{4(H'_2 - H'_1)} + \frac{\ln \beta}{2(H'_2 - H'_1)}.$$

Второй член является постоянной величиной, поэтому коэффициент поглощения определяется следующим образом. График $\alpha(\omega)$ экстраполируется по прямой в область низких частот. При этом полагают, что при $\omega=0$ поглощение сейсмических волн отсутствует. Коэффициенты поглощения находят как тангенсы углов наклона прямой.

Способ опробован на месторождении газа в Прибалтике [122]. Над залежами газа получены аномалии коэффициентов поглощения. Значения коэффициентов поглощения в работе не приведены.

6. Способ определения поглощения, основанный на поверхностных и скважинных наблюдениях.

Способ предложен Л. И. Рапопорт [120] в 1974 г. Для определения поглощения используется детерминированное описание среды, которое базируется на скважинных акустических измерениях. Вычисляют амплитудные спектры интервалов сейсмической записи и учитывают частотные характеристики синтетических сейсмограмм, рассчитанных для рассматриваемого разреза. Способ разработан для горизонтально-слоистой среды, состоящей из слоев, в которых сейсмические колебания имеют постоянное время пробега Δt . Учитываются только однократные отражения.

Спектр k -го интервала записи на дневной поверхности вблизи точки возбуждения

$$S_k(f) = S_0(f) \sum_{i_{k'}}^{i_k''} H(t_i) \exp \left(-f \Delta t \sum_{n=1}^{i-1} \delta_n(f) - j 2\pi t_i \right),$$

где $i_{k'}, i_k''$ — номера отсчетов, соответствующих временным границам интервала; $S_0(f)$ — спектр исходного импульса; n — число слоев; i — номер слоя; $H(t_i)$ — импульсная сейсмограмма для идеально-упругой среды

$$H_i = \frac{K_l}{L_i} \prod_{n=1}^{i-1} (1 - R_n^2);$$

$$K = \frac{v_{n-1}\rho_{n-1} - v_n\rho_n}{v_{n-1}\rho_{n-1} + v_n\rho_n};$$

L_i — функция расхождения; K — коэффициент отражения; ρ — плотность;

$$L_i = t_1 v_1 + \left(\frac{\Delta t}{v_1} \right) \sum_{n=1}^{i-1} v_n^2;$$

t_1, v_1 — время отражения от первого слоя и средняя скорость в вышележащей толще; $\delta_n(f)$ — декремент поглощения.

Для тонкослоистой среды, однородной по поглощению, $\delta_n(f) = \delta_0(f)$ и

$$S_n(f) = S_0(f) \sum_{i_k'}^{i_k''} H(t_i) \exp[-jf2\pi t_i - ft_i \delta_0(f)].$$

Далее автор принимает $\exp[-ft_i \delta_0(f)] \approx \exp[-f\bar{t}_k \delta_0(f)]$, так как для недостаточно больших времен t_i член $\exp[-ft_i \delta_0(f)]$ является медленно меняющейся функцией t_i по сравнению с импульсной сейсмограммой $H(t_i)$; \bar{t}_k — время середины временного интервала. Тогда

$$|S_k(f)| \approx |S_0(f)| \exp[-f\bar{t}_k \delta_0(f)] |S_k^H(f)|,$$

где

$$\left| S_k^H(f) \right| = \left| \sum_{i_k'}^{i_k''} H(t_i) \exp(-j2\pi f t_i) \right|$$

является спектром выделенного интервала импульсной сейсмограммы. Если прологарифмировать отношения спектров двух неперекрывающихся интервалов трассы, то получим формулу для определения декремента поглощения:

$$\delta_0(f, t_N) = \frac{1}{fT} \left[\ln \frac{|S_k(f)|}{|S_m(f)|} - \ln \frac{|S_k^H(f)|}{|S_m^H(f)|} \right] = \delta_S(f) - \delta_H(f),$$

где k, m — номера интервалов; $T = t_m - t_k$ — временной сдвиг между центрами интервалов;

$$t_N = \Delta t \frac{(i_k' - i_k'')}{2}.$$

Величины $\delta_S(f)$, $\delta_H(f)$ вычислены соответственно по полевым и синтетическим сейсмограммам.

Л. И. Рапопорт разработаны варианты способа, в которых используются амплитуды и преобладающие частоты на записи [120].

Способ опробован на цифровых и аналоговых сейсмических записях, полученных во внешней зоне Предкарпатского прогиба (Западная Украина). На месторождении Пымяны при обработке цифровых записей в интервалах времен 0,7—1,4 с получены повышенные значения декрементов поглощения $\delta = 0,1$, связанные с известной непромышленной газовой залежью. Среднее значение декремента поглощения в безаномальной зоне $\delta = -0,05$. В области залежи на этом фоне удалось выделить положительную аномалию $\delta = 0,06 \div 0,10$. Значения декрементов поглощения, вычисленные описанным способом, изменяются по профилю и часто принимают отрицательные значения, что указывает на невысокую точность их определения. На месторождении Рудки также получено повышенное значение $\delta = 0,05 \div 0,12$ в области газовой залежи.

§ 3. Анализ способов определения коэффициентов и декрементов поглощения

Все способы нахождения коэффициентов поглощения по подходу к определению величин α и δ делятся на способы, основанные на детерминированном и статистическом подходах к сейсмическим сигналам. К первой группе относятся способы 1, 2, 4 и 6, ко второй — 3 и 5.

Способы, основанные на детерминированном подходе к сейсмическим сигналам

В способах 1, 2 и 4 для определения коэффициентов поглощения используются амплитуды или спектры отдельных волн, зарегистрированных на поверхности, а также участки сейсмограмм. В первом случае предполагается, что коэффициенты отражения не зависят от частоты, и отражение волн происходит от границ толстых слоев, т. е. эти способы основаны на толсто-слоистых моделях сред. Реальные среды являются тонкослоистыми, поэтому волны в них часто бывают интерференционными, причем число волн, участвующих в образовании одно- и многократных волн, может быть разным. Некоторая оценка возможных искажений в соотношении амплитуд волн однократных и многократных при суммарном их характере дана в работе [43]. Показано, что отношение амплитуд суммарных волн существенно отличается от отношения амплитуд отдельных волн. Разные условия суммирования могут привести к изменению амплитуд однократных и двухкратных волн. Это обусловит соответственно изменения в определенных по ним коэффициентах поглощения.

Определение коэффициентов поглощения по спектрам волн имеет преимущества по сравнению с определением поглощения по амплитудам волн, так как в первом случае не требуется знать коэффициенты отражения (при условии, что коэффициенты отражения не зависят от частоты), во втором же — знание коэффициентов отражения является необходимым. Кроме того, источником погрешностей при использовании амплитуд волн является пренебрежение коэффициентами прохождения и предположение о неизменности формы волны с расстоянием, в то время как в действительности она изменяется. Поэтому в этих способах следует применять узкополосную фильтрующую аппаратуру. При использовании спектров волн необходимо, чтобы записи были получены на широкополосной аппаратуре. В противном случае определение зависимости коэффициентов поглощения от частоты становится невозможным.

В работе [43] показано, что точность способов определения поглощения для многократных волн ниже по сравнению со спо-

собами, основанными на использовании только однократных волн. Это связано с большей вероятностью интерференционного характера многократных волн и при определенных условиях с худшими условиями выделения многократных волн на фоне различных помех, чем однократных.

В то же время использование многократных волн для определения коэффициентов поглощения в некоторых случаях может иметь преимущества перед применением для этих целей только однократных волн. Для определения коэффициентов α по амплитудам однократной и многократной волн, соответствующих одной границе, необходимо знать коэффициенты отражения от одной границы. Если же использовать любые две однократные волны, то нужны два коэффициента отражения. С применением многократных волн возможно определить коэффициенты поглощения в других частях разреза, чем в случае использования однократных волн. По данным об амплитудах и спектрах однократной и двухкратной волн при нормальном их падении может быть определен средний коэффициент поглощения в толще от поверхности Земли до отражающей границы, а по таким же сведениям для двух однократных волн — пластовые коэффициенты поглощения в толще между двумя отражающими границами.

В способе 2 определения поглощения строят графики $A(x)$, т. е. изменения амплитуды волны вдоль профиля. Поскольку точность определения коэффициентов α зависит от разности времен прихода волн, а в этом способе при небольших расстояниях x взрыв — прибор она мала, то и точность определения поглощения является низкой. Источник погрешностей заключается также в использовании зависимости коэффициентов отражения от угла падения. В реальных средах она может оказаться очень сложной и сильно отличаться от теоретической зависимости, рассчитанной для однородных полупространств.

Использование амплитуд и спектров отдельных волн для количественной интерпретации ограничивается случаями, когда эти волны существенно превосходят по интенсивности окружающие их колебания. Как показывают результаты экспериментального определения коэффициентов поглощения по амплитудам и спектрам отдельных волн [43], отклонение величин α , установленных в толще песчано-глинистых пород мощностью 0,8—1,3 км, от средних значений достигает $1 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1}$, что составляет 100% и более. Причиной этого отклонения является интерференция волн, по которым определяется поглощение, с многократными и однократными волнами, отраженными от тонких слоев и приходящими на временах регистрации рассматриваемых волн.

Существенным достоинством способов определения коэффициентов поглощения по амплитудам и спектрам отдельных волн является их простота. Недостаток способов — высокие погреш-

ности нахождения α , связанные с интерференцией волн в тонкослоистых средах.

Определение поглощения способом 6 зависит от соответствия синтетических и полевых сейсмограмм. В настоящее время не достигнуто полного совпадения этих сейсмограмм, что вызывает погрешности в определении поглощения. Как показывают результаты экспериментов, погрешности определения декрементов поглощения велики, достигают 100% и более, нередко величины δ имеют отрицательное значение. Развитие методики и техники расчета сейсмограмм, по-видимому, позволит добиться лучшего совпадения полевых и синтетических сейсмограмм, что приведет к уменьшению погрешности определения поглощения. Недостатком способа является также возможность его использования лишь вблизи скважины, в которой проводился акустический каротаж.

Способы, основанные на статистическом подходе к сейсмическим сигналам

В способах 3 и 5 для определения коэффициентов поглощения не требуется выделения отдельных волн, применяются участки сейсмограмм. При этом предполагают, что регистрируются однократные волны и границы тонких слоев распределены во времени равномерно. При использовании статистического подхода необходимо, чтобы длина исследуемых интервалов сейсмограмм значительно превышала длину элементарных отражений и в ее пределах регистрировалось большое число волн.

В способе 5 определения коэффициентов поглощения предполагается, что участок сейсмограммы, зарегистрированной с АРУ, в котором определяется спектр функции автокорреляции, является стационарным эргодическим процессом. Но так как длина исследуемых участков сейсмограмм ограничена и в их пределах изменяется частотный состав записи, этот процесс нельзя назвать стационарным. Погрешности определения коэффициентов поглощения, связанные с ограниченной длиной исследуемых интервалов сейсмограмм и с изменением в их пределах частотного состава записи, не изучены.

Для использования способа 3, основанного на анализе сейсмической записи во временной области, необходимо, чтобы границы тонких слоев с коэффициентами отражения, превышающими по модулю некоторый предел, были распределены равномерно — по закону Пуассона. В способе 3 пренебрегается также влиянием коэффициентов прохождения на результаты определения коэффициентов поглощения. Это ограничивает использование способа в средах со слабой акустической дифференциацией, так как в них затухание волн за счет коэффициентов прохождения мало; в средах с сильной акустической дифференциацией при большом числе границ в разрезе затухание волн за

счет коэффициентов прохождения может достигать значительных величин.

Преимуществом способа 5 по сравнению со способом 3 является независимость результатов определения коэффициентов поглощения от величин коэффициентов прохождения. Однако разрешающая способность способа 3, по-видимому, выше, чем способа 5. Это объясняется тем, что для исключения условий возбуждения и приема колебаний в способе 5 исследования необходимо проводить в двух интервалах сейсмограмм, в то время как в способе 3 изменение этих условий исключается и при исследовании одного интервала сейсмограммы.

Достоинства способов, основанных на статистическом подходе, заключаются в том, что в этих способах не требуется выделения отдельных волн, на результаты определения поглощения не оказывает существенного влияния интерференционный характер волн (при условии пуассоновского распределения отражающих границ в разрезе). Данные экспериментального определения коэффициентов поглощения способом 3 показывают, что отклонения величин α от среднего значения ниже, чем в способах 1 и 2, основанных на детерминированном подходе к сигналам, и составляют $0,5 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$ для частот 80—100 Гц. В способах же 1 и 2 эти отклонения достигают $1 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1}$ и более для частот 30—50 Гц.

Из проведенных обзора и анализа способов определения поглощения следует, что пока неясно, для каких геологических задач можно использовать тот или иной способ, насколько велики погрешности определения поглощения, которые вызваны отличием выбранной для расчетов модели от реального строения среды. Не выяснены также разрешающая способность способов и погрешности, связанные с упрощением расчетов при определении поглощения. Не разработаны способы определения поглощения в средах с неравномерным распределением границ, в которых отдельные волны либо не выделяются, либо интенсивность волн незначительно превосходит окружающие их на сейсмограмме колебания.

Глава V

НОВЫЙ СПОСОБ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ПОГЛОЩЕНИЯ

Точность и надежность результатов определения коэффициентов поглощения описанными выше способами в большой мере зависит от упрощающих предположений о свойствах среды и используемых волн, которые положены в основу каждого из способов.

В способах определения коэффициентов поглощения по амплитудам и спектрам отдельных волн допускается, что среда со-

стоит из толстых однородных слоев. Основными недостатками способов, базирующихся на статистическом подходе к сейсмическим сигналам, является их слабая разрешающая способность и применимость лишь в средах с равномерным распределением отражающих границ, коэффициенты отражения которых превышают по модулю некоторый предел. К преимуществам этих способов относится то обстоятельство, что в них рассматриваются модели, более близкие к реальным средам, чем в способах, основанных на детерминированном подходе к сейсмическим сигналам. Статистические приемы обработки сейсмических сигналов при изучении поглощающих свойств среды в настоящее время стали более перспективными в связи с широким применением в сейсморазведке методики многократных перекрытий — МОГТ. Поэтому автор основное внимание уделяет улучшению способов, основанных на статистическом подходе к сейсмическим сигналам.

Задача состоит в том, чтобы разработать способы, пригодные для сред и с равномерным, и с неравномерным распределением отражающих границ, повысить разрешающую способность и точность имеющихся способов. В настоящей главе на базе рассмотрения математических основ способов определения поглощения предложен новый способ нахождения α , намечены пути улучшения существующих способов и оценены возможности определения поглощения по суммоментам ОГТ.

§ 1. Выбор путей улучшения способов определения коэффициентов поглощения

Математические основы способов

В тонкослоистых средах происходит наложение многих волн, отраженных от границ тонких слоев. Если мощности тонких слоев настолько малы, что выполняется соотношение $p \gg 2f_{gr}$ (p — число границ в единицу времени; f_{gr} — граничная частота спектра исходного импульса), то можно предположить, что для достаточно большого интервала сейсмограммы, зарегистрированной с АРУ, выполнены условия дробового эффекта, известного в математике [63]. Дробовой эффект заключается в следующем.

Если $X(t)$ есть сумма многих (k) импульсов $\sum_{k=1}^{\infty} A_k f(t - t_k)$, форма которых дается функцией

$$\int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-j\omega t} dt = f(\omega), \quad (V.1)$$

где амплитуда импульсов A_k — случайная величина с конечной дисперсией, а t_k — случайные моменты, определяемые изменением состояния некоторого пуассоновского процесса со средней скоростью счета p , то этот процесс является стационарным и эр-

годическим, когда начинается с $t = -\infty$. Он аппроксимируется гауссовским случайным процессом, если импульсы перекрывают друг друга достаточно часто, т. е. $p \gg 2f_{\text{гр}}$.

Для этого процесса

$$M X(t) = \xi = p M A_k \int_{-\infty}^{\infty} f(t) dt; \quad (\text{V.2})$$

$$M X^2(t) = \xi^2 + p M A_k^2 \int_{-\infty}^{\infty} f^2(t) dt; \quad (\text{V.3})$$

$$R_{XX}(\tau) = \xi^2 + p M A_k^2 \int_{-\infty}^{\infty} f(t) f(t - \tau) dt; \quad (\text{V.4})$$

$$S_{XX}(\omega) = \xi^2 \delta(\omega) + \frac{p}{2\pi} M A_k^2 |f(\omega)|^2, \quad (\text{V.5})$$

где $M X(t)$ — математическое ожидание случайного процесса; $M X^2(t)$ — математическое ожидание энергии случайного процесса; $R_{XX}(\tau)$ — автокорреляционная функция случайного процесса; $S_{XX}(\omega)$ — спектр автокорреляционной функции; ξ — средняя амплитуда; δ — дельта-функция.

В частном случае, когда A_k — фиксированные постоянные, формулы (V.2) — (V.5) известны как формулы Кемпбелла.

Если же скорость счета пуассоновского процесса $p \leq 2f_{\text{гр}}$ и изменяется со временем, то выражения (V.3) и (V.5) будут иметь вид:

$$M X^2(t) = \xi^2 + p(t) M A_k^2 \int_{-\infty}^{\infty} f^2(t) dt; \quad (\text{V.6})$$

$$S_{XX}(\omega) = \xi^2 \delta(\omega) + \frac{p(\omega)}{2\pi} M A_k^2 |f(\omega)|^2. \quad (\text{V.7})$$

В способе определения коэффициентов поглощения по спектрам автокорреляционных функций участков сейсмограмм предполагается, что условия дробового эффекта в реальных средах выполняются, и используется выражение (V.5).

Трасса сейсмограммы в поглощающих средах является нестационарным процессом, так как она ограничена во времени и частотный состав колебаний изменяется со временем. Поэтому выражение (V.5) будет выполняться лишь приближенно.

При $p \leq 2f_{\text{гр}}$ спектры автокорреляционных функций определяются не только формой исходного сигнала $f(t)$, но и частотной характеристикой среды $p(\omega)$. Тогда в случае использования спектров автокорреляционных функций для определения коэффициентов поглощения необходимо, чтобы p не зависела от времени или границы тонких слоев были распределены равномерно.

Из выражений (V.6) и (V.7) следует, что энергия колебаний и спектры автокорреляционных функций для идеально-упругих

сред изменяются со временем. Это изменение определяется соответственно величинами $p(t)$ и $p(\omega)$.

Рассмотрим частный случай, когда среда состоит из двух частей, в пределах каждой из которых $p=\text{const}$, но $p_1 \neq p_2$. Мощность первой части равна h_1 , второй — h_2 . Так как p в пределах каждого участка не зависит от времени, то спектры автокорреляционных функций для интервалов сейсмограмм, соответствующих этим участкам, не меняются со временем, но различны для каждого участка сейсмограмм. Отношение спектров автокорреляционных функций в случае идеально-упругих сред определяется по формуле

$$\frac{S_{XX_1}(\omega)}{S_{XX_2}(\omega)} = \frac{p_1(\omega)}{p_2(\omega)}.$$

Поэтому для определения коэффициентов поглощения необходимо отношение спектров автокорреляционных функций вычислять в интервалах сейсмограмм, соответствующих участкам разреза с одним значением p .

Рассмотрим влияние изменения параметров p распределения границ тонких слоев на амплитуды частотных составляющих спектра колебаний. Для интервала сейсмограммы, соответствующего участку разреза с параметром p_1 распределения границ тонких слоев, математическое ожидание модуля амплитуды A_ω частотной составляющей спектра колебаний для идеально-упругой среды определяется по формуле

$$M|A_\omega(t)| = M|A_k|A_{0\omega}p_1D_1(t), \quad (\text{V.8})$$

где $D_1(t)$ — член, учитывающий влияние коэффициентов прохождения на затухание волн со временем; $A_{0\omega}$ — амплитуда исходного импульса на частоте ω .

Для участка разреза с $p=p_2$

$$M|A_\omega(t)| = M|A_k|A_{0\omega}p_2D_2(t). \quad (\text{V.9})$$

Из формул (V.8) и (V.9) видно, что на времени t_p , соответствующем приходу волн от границы на глубине изменения параметра распределения границ, происходит изменение амплитуд частотных составляющих спектра колебаний. Последнее определяется отношением параметров $p_1(\omega)$ и $p_2(\omega)$ на заданной частоте и зависит от частоты.

На графиках затухания амплитуд частотных составляющих колебаний со временем на времени t_p происходит разрыв амплитудных графиков. Величина разрыва определяется отношением параметров $p_1(\omega)/p_2(\omega)$ на частоте, равной центральной частоте колебаний. Следовательно, по амплитудным графикам можно выделить в разрезе границы изменения параметров распределения границ тонких слоев.

Анализ сейсмической записи в частотной области (по спектрам автокорреляционных функций) позволяет исключить влия-

ние тонкой слоистости на результаты определения коэффициентов поглощения в средах с равномерным распределением границ тонких слоев, но не дает возможности выделить границы изменения параметров тонкой слоистости. Следовательно, воздействие тонкой слоистости не устраняется в средах с неравномерным распределением отражающих границ.

При анализе сейсмической записи во временной области влияние коэффициентов прохождения $D(t)$ на затухание волн со временем не исключается, но можно установить интервалы времени сейсмограммы, соответствующие участку разреза с одним значением p . Следовательно, способы определения коэффициентов поглощения, основанные на анализе сейсмической записи в частотной и во временной областях, дополняют друг друга. Поэтому возможный путь улучшения способов определения коэффициентов поглощения состоит в совместном анализе сейсмической записи в частотной и во временной областях.

Разрешающая способность способов определения коэффициентов поглощения и пути ее повышения

Большой интерес в сейсморазведке в связи с литологическими задачами и прямыми поисками нефти и газа представляет определение коэффициентов поглощения в слоях небольшой мощности. Во всех способах для определения коэффициентов поглощения используется формула

$$\alpha = \frac{\ln(A_1/A_2)}{h},$$

где A_1, A_2 — амплитуды волн на фиксированной частоте или амплитуды составляющих спектра волн; h — мощность слоя, в котором определяются коэффициенты поглощения.

Из этой формулы видно, что погрешности определения α обратно пропорциональны мощности слоев. Введем параметр m , равный произведению αh ,

$$m = \alpha h = \ln(A_1/A_2).$$

Будем использовать m при оценке ошибок определения коэффициентов поглощения разными способами. Погрешности определения параметра m не зависят от мощности слоев, в которых находят α .

Предположим, задача состоит в разделении двух слоев по величинам коэффициентов поглощения. Она будет успешно решена при условии, что погрешности определения α существенно меньше разности величин коэффициентов поглощения в этих слоях. Следовательно, необходимое условие разделения этих сло-

ев по величинам коэффициентов поглощения можно записать следующим образом:

$$\Delta\alpha h_i < (\alpha_1 - \alpha_2) h_i$$

или

$$\Delta m < (\alpha_1 - \alpha_2) h_i,$$

где $\Delta\alpha$, Δm — погрешности определения соответственно коэффициентов поглощения и параметра m .

Как видно из приведенных неравенств, при уменьшении мощности слоев, которые необходимо разделить по величинам коэффициентов поглощения, нужно повысить точность определения α или параметра m . Следовательно, для увеличения разрешающей способности способов требуется повысить точность определения поглощения. Поэтому важной задачей является разработка приемов обработки сейсмического материала, которые увеличат точность измерения амплитуд и спектров волн, используемых для нахождения a . Повышение точности определения коэффициентов поглощения в тонкослоистых средах может быть достигнуто на основании следующих соображений.

При определении коэффициентов поглощения по амплитудам и спектрам отдельных волн влияние кратных и однократных волн, отраженных от границ, которые близко расположены к изучаемым границам, можно существенно уменьшить путем осреднения спектров и амплитуд волн по многим реализациям (трассам). Это следует из того, что при случайному распределении границ тонких слоев амплитуды кратных и однократных волн, приходящих на время вступления изучаемой волны, являются случайными величинами и их математическое ожидание по многим реализациям стремится к нулю.

Каждую трассу сейсмограммы, полученную в тонкослоистых средах со случайным распределением границ по площади, можно представить как реализацию нестационарного случного процесса, который характеризуется набором статистических параметров. Чтобы определить эти параметры, необходимы их осреднить по многим реализациям [94].

Поэтому при определении коэффициентов поглощения способами, основанными на статистическом подходе к сейсмическим сигналам, следует проводить осреднение спектров автокорреляционных функций и амплитудных графиков по нескольким трассам. Это позволит получить несмещенные оценки спектров и амплитуд волн [94], а следовательно, повысить разрешающую способность способов и точность определения коэффициентов поглощения. Осреднение по времени в рассматриваемом случае дает смещение оценки спектров и амплитуд волн. Результаты определения коэффициентов поглощения при осреднении амплитуд и спектров волн по многим трассам рассмотрены далее.

§ 2. Новый способ определения коэффициентов поглощения

В предложенном способе используется информация об амплитудах и о частотном составе колебаний. Он основан на модели среды, состоящей из толстых слоев с различными скоростями v_i и коэффициентами поглощения α_i . Каждый из толстых слоев имеет внутреннюю тонкую слоистость, которая характеризуется статистическими параметрами распределения границ: числом отражающих границ в единицу времени r и среднеквадратическим отклонением коэффициентов отражения σK . Рассматривается вертикальное падение волн.

Для определения α проводится узкополосная фильтрация сейсмограмм с центральными частотами фильтров f_i . Далее вычисляют энергетические сейсмограммы, т. е. определяют логарифмы энергий колебаний отфильтрованных сейсмограмм в скользящем окне. На энергетических сейсмограммах выбирают участки, в пределах которых изменение логарифмов энергии частотных составляющих колебаний можно аппроксимировать прямой. По наклону прямых определяют эффективные коэффициенты затухания энергий колебаний, т. е. коэффициенты затухания, обусловленные влиянием поглощения, коэффициентов прохождения границ и сферическим расхождением фронта волны со временем, по формуле

$$\alpha_{\text{эфф}} = \frac{\ln E_{0i}(t_1) - \ln E_{0i}(t_2)}{t_2 - t_1}.$$

Здесь $\alpha_{\text{эфф}}$ — эффективные коэффициенты затухания энергии колебаний на частоте f_i ; f_i — центральная частота фильтров; $E_{0i}(t)$ — значения энергии частотных составляющих колебаний на аппроксимирующей прямой в начале и в конце выбранных участков; t_1, t_2 — временные границы участков энергетических сейсмограмм, в пределах которых $\ln E_{0i}(t)$ можно аппроксимировать прямой.

Разрывы энергетических сейсмограмм, аппроксимированных кусочной прямой, связаны с границами изменения параметров распределения границ тонких слоев r и σK . Далее строят графики зависимости $\alpha_{\text{эфф}}$ от частоты. Аппроксимирующая этот график кривая определяет зависимость коэффициентов поглощения от частоты. Декременты поглощения δ в случае линейной зависимости $\alpha_{\text{эфф}}(f)$ определяются как тангенс угла наклона прямой, аппроксимирующей график $\alpha_{\text{эфф}}(f)$. Коэффициенты поглощения можно определить по формуле

$$\alpha = \delta f/v.$$

Рассмотрим способ применительно к разным моделям сред.

1. Среда с пуассоновским распределением коэффициентов отражения от границ тонких слоев со временем, параметром r (число отражающих границ в единицу времени) и среднеквад-

ратическим отклонением коэффициентов отражения σK в среде характеризуется постоянными коэффициентами поглощения и средней скоростью).

В идеально-упругой среде импульсную сейсмограмму можно записать следующим образом [191]:

$$H(t) = \sum_{k=1}^m K_k \gamma(t - t_k) D_k L_k, \quad (\text{V.10})$$

где K_k — коэффициент отражения от k -й границы; t_k — время прихода отраженной волны от той же границы; $\gamma(t)$ — единичный импульс; $D_k = (1 - K_k^2)^k$ — член, учитывающий затухание отраженных волн за счет коэффициентов прохождения; L_k — член, учитывающий расхождение фронтов волн.

Сейсмограмму можно получить как результат свертки импульсной сейсмограммы с исходным импульсом $f(t)$ (импульс возбуждения)

$$F(t) = f(t) * \left[\sum_{k=1}^m K_k \gamma(t - t_k) D_k L_k \right]. \quad (\text{V.11})$$

В поглощающей среде сейсмограмма будет иметь вид:

$$F(t) = f(t) * \left[\sum_{k=1}^m K_k \gamma(t - t_k) D_k L_k e^{-\alpha \bar{v} t} \right], \quad (\text{V.12})$$

где α — коэффициент поглощения.

Предполагается, что значения функций D_k , L_k и $e^{-\alpha \bar{v} t}$ для интерферирующих волн k -й и $(k+1)$ -й, разница во временах вступлений которых не более чем период колебаний, различаются мало. В средах со среднеквадратическим отклонением коэффициентов отражения $\sigma K \leq 0,1$, декрементом поглощения $\delta \leq 0,05$ на временах $t_0 \geq 1$ с различие амплитуд двух интерферирующих волн при частоте 20 Гц, обусловленное влиянием этих функций, составляет

$$\frac{\Delta L}{L} < \frac{T}{t + T} < 0,045;$$

$$\frac{D_{k+1}}{D_k} \geq (1 - K_k^2) \approx [1 - (\sigma K)^2] = 0,99;$$

$$e^{-\alpha \bar{v} T} = e^{-0,05} \approx 0,02,$$

где T — период колебаний.

Следовательно, для интерферирующих k -й и $(k+1)$ -й волн значения функций D_k , L_k и $e^{-\alpha \bar{v} t}$ можно принять равными среднему значению и в выражении (V.12) вынести за скобку.

$$F(t) = f(t) * \left[\sum_{k=1}^m K_k \gamma(t - t_k) \right] D_k L_k e^{-\alpha \bar{v} t}.$$

Это допущение приведет к изменению амплитуды интерференционной волны не больше чем на 5%.

Затухание отдельных частотных составляющих колебаний со временем можно получить путем полосовой частотной фильтрации сейсмограмм с полосами пропускания фильтров $f_1 - f_2$, $f_3 - f_4, \dots, f_{n-1} - f_n$, где $f_1 < f_2 \leq f_3 < f_4 \leq \dots \leq f_n$.

Отфильтрованные сейсмограммы

$$F_i(t) = F(t) * h_i(t) = \left\{ h_i(t) * f(t) * \left[\sum_{k=1}^m K_k \gamma(t - t_k) \right] \right\} \times \\ \times D_k L_k e^{-\alpha vt}, \quad (V.13)$$

где $h_i(t)$ — оператор фильтра с полосой пропускания $f_i - f_{i+1}$ и центральной частотой полосового фильтра $f_{0i} = \frac{f_i + f_{i+1}}{2}$.

Рассмотрим выражение

$$F_i(t) = h_i(t) * f(t) * \left[\sum_{k=1}^m K_k \gamma(t - t_k) \right]. \quad (V.14)$$

Если импульсная сейсмограмма представляет собой пуассоновский процесс с параметром распределения коэффициентов отражения $p_1 > 2f_{rp}$ [f_{rp} — граничная частота исходного импульса $f(t)$], то удовлетворяются условия дробового эффекта и сейсмограмму (V.14) можно характеризовать средней энергией колебаний по формуле

$$M E'_{0i}(t) = \xi^2 + p_1 M K^2 \int_{-\infty}^{\infty} [f(t) * h_i(t)]^2 dt.$$

Если $\int_{-\infty}^{\infty} f(t) dt = 0$, то и $\xi^2 = 0$. Среднеквадратическое отклонение коэффициентов отражения σK постоянно в разрезе, не изменяется и параметр распределения границ тонких слоев. Поэтому математическое ожидание энергии колебаний $M E'_{0i}(t)$ не изменяется со временем и равно $M E_{0i}$.

Отфильтрованные сейсмограммы $F_i(t)$ будем характеризовать энергией частотных составляющих колебаний на заданном времени:

$$E_{0i}(t) = \int_{-T/2}^{t+T/2} F_i^2(t) dt,$$

где T — длина интервала сейсмограммы, в котором определяется энергия колебаний.

Выражение для энергии колебаний на сейсмограммах $F_i(t)$ можно записать в виде

$$E_{0i}(t) = M E'_{0i} D^2(t) L^2(t) e^{-2\alpha vt}. \quad (V.15)$$

Если импульсная сейсмограмма представляет собой пуассоновский процесс с параметром распределения $p_1 \leq 2f_{tp}$, то условия дробового эффекта не выполнены, и сейсмограмму (V.14) можно характеризовать средней энергией колебаний по формуле

$$M E''_{0i}(t) = p_1 M K^2 k \int_{-\infty}^{\infty} [f'(t) * h_i(t)]^2 dt,$$

где $f'(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\omega) k(p_i, \omega) e^{-i\omega t} d\omega$; $k(p_i, \omega)$ — частотная характеристика среды; $f(\omega)$ — спектр импульса $f(t)$.

При условии постоянства по разрезу σK и p математическое ожидание энергии $M F''_{0i}$ не изменяется со временем. С учетом этого выражение для энергии колебаний на сейсмограммах можно записать в виде

$$E_{0i}(t) = M E''_{0i} D^2(t) L^2(t) e^{-2\alpha\bar{v}t}. \quad (V.16)$$

Формулы (V.15) и (V.16) имеют одинаковый вид, различны у них лишь множители $M E'_{0i}$ и $M E''_{0i}$, которые не зависят от времени. Используя эти выражения, энергетические сейсмограммы $\ln E_{0i}(t)$ можно определять по соотношению

$$\ln E_{0i}(t) = \ln M E'_{0i} + \ln D^2(t) L^2(t) - 2\alpha_f t, \quad (V.17)$$

где $M E'_{0i}$ равно либо $M E'_{0i}$, либо $M E''_{0i}$; $\alpha_f = \alpha\bar{v}$. Если аппроксимировать энергетические сейсмограммы прямой, то по тангенсу угла наклона можно определить эффективный коэффициент затухания для каждой из энергетических сейсмограмм

$$2\alpha_{\text{эфф}} = -\frac{\Delta \ln E_{0i}(t)}{\Delta t} = -\frac{\Delta \ln D^2(t) L^2(t)}{\Delta t} + 2\alpha_f. \quad (V.18)$$

В результате получим набор величин $\alpha_{\text{эфф}} i$ для частотных составляющих f_i . Поскольку $L^2(t)$ не зависит от частоты, а для сред с равномерным распределением границ тонких слоев $D^2(t)$ также в среднем не зависит от частоты, путем построения графиков $\alpha_{\text{эфф}}(f)$ по тангенсу угла наклона (для случая линейной зависимости коэффициентов поглощения от частоты) можно определить декременты поглощения по формуле

$$\delta = \Delta \alpha_{\text{эфф}} / \Delta f = \alpha_f / \Delta f. \quad (V.19)$$

При смещении графика $\alpha_{\text{эфф}}(f)$ параллельно оси ординат до выполнения условия $\alpha_{\text{эфф}}(0) = 0$ можно найти зависимость коэффициентов поглощения от частоты. Коэффициенты поглощения определяются по формуле

$$\alpha = \delta f / \bar{v}. \quad (V.20)$$

2. Среда с пуассоновским распределением коэффициентов отражения от границ тонких слоев со временем характеризуется постоянным декрементом поглощения и может быть разделена

на две части по статистическому параметру p распределения отражающих границ. В пределах каждой из частей параметр распределения коэффициентов отражения со временем сохраняется постоянным, но $p_1 \neq p_2$. Мощность толщи с параметром p_1 равна $h_1 = v_1 t_1$, а с параметром $p_2 - h_2 = v_2(t_2 - t_1)$. Если каждый из параметров p_1 и p_2 больше $2f_{\text{гр}}$, то удовлетворяются условия дробового эффекта и декременты поглощения определяются аналогично пункту 1.

Рассмотрим случай, когда параметры p_1 и p_2 либо какой-то один из них меньше $2f_{\text{гр}}$. Выражение (V.14) для этого случая примет вид:

$$F_i(t) = h_i(t) * f(t) * \left[\sum_{k=1}^m K_k \gamma(t - t_k) + \sum_{k=m}^n K_k \gamma(t - t_k) \right].$$

Математическое ожидание энергии колебаний на интервале времен $0 - t_1$

$$\mathbb{M} E'_{1i}(t) = p_1 \mathbb{M} K^2_k \int_{-\infty}^{\infty} [f'(t) * h_i(t)]^2 dt,$$

а на интервале $t_1 - t_2$

$$\mathbb{M} E'_{2i}(t) = p_2 \mathbb{M} K^2_k \int_{-\infty}^{\infty} [f''(t) * h_i(t)]^2 dt.$$

Здесь

$$f'(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\omega) k [p_1, \omega] e^{-j\omega t} d\omega;$$

$$f''(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\omega) k [p_2, \omega] e^{-j\omega t} d\omega.$$

В пределах каждого из участков сейсмограмм $0 - t_1$ и $t_1 - t_2$ среднеквадратическое отклонение коэффициентов отражения и параметры распределения границ тонких слоев постоянны, поэтому математические ожидания энергии колебаний $\mathbb{M} E'_{1i}(t)$ и $\mathbb{M} E'_{2i}(t)$ не изменяются со временем. С учетом этого изменение логарифмов энергии колебаний со временем (энергетические сейсмограммы на временных интервалах сейсмограмм $0 - t_1$ и $t_1 - t_2$) можно записать в виде

$$\ln E_{1i}(t) = \ln \mathbb{M} E'_{1i} D^2_1(t) L^2_1(t) - 2\alpha_f t;$$

$$\ln E_{2i}(t) = \ln \mathbb{M} E'_{2i} D^2_2(t) L^2_2(t) - 2\alpha_f t.$$

Аппроксимируя энергетические сейсмограммы на каждом интервале времен прямыми, получим семейства прямых вида:

$$y_{1i} = -2\alpha_{\Phi i} t + b_1;$$

$$y_{2i} = -2\alpha_{\Phi i} t + b_2.$$

Они смешены относительно друг друга по оси ординат на величину $b_2 - b_1$. По тангенсу наклона прямых, которыми аппроксимируются энергетические сейсмограммы, построенные для различных частотных составляющих колебаний, находится зависимость $\alpha_{\text{эф}}(f)$. Последняя также аппроксимируется прямой (для случая линейной зависимости коэффициентов поглощения от частоты), по наклону которой определяется декремент поглощения с помощью формулы (V.19).

Пренебрежение изменением параметров p распределения границ тонких слоев вызовет погрешность в определении декрементов поглощения. Последняя находится по формуле

$$\Delta\delta \approx \frac{b_2 - b_1}{2\Delta f \Delta t}.$$

3. Рассмотрим общий случай, когда среда состоит из N достаточно мощных пачек слоев и в пределах каждой пачки параметр p_j распределения границ тонких слоев, среднеквадратическое отклонение коэффициентов отражения σK_j , декременты поглощения δ_j сохраняются постоянными, но для каждой из пачек слоев они различны (j — номер пачки). Мощности пачек $h_j = v_j(t_j - t_{j-1})$.

Для рассматриваемого случая выражение (V.14) можно записать так:

$$F_j(t) = h_j(t) * f(t) * \sum_{k=1}^N \left[\sum_{k=j}^N K_k \gamma(t - t_k) \right].$$

Отфильтрованные сейсмограммы на временах прихода волн, отраженных от границ каждой из пачек слоев, можно характеризовать энергией колебаний в зависимости от времени

$$E_{ji} = M E'_{ji} D^2_j(t) L^2_j(t) e^{-2\alpha_{ji} v_j t},$$

где $M E'_{ji}$ — математическое ожидание энергии колебаний на сейсмограммах вида (V.14) в интервалах времен, соответствующих временам прихода волн, отраженных от границ пачки j .

Путем построения энергетических сейсмограмм и аппроксимации их кусочно-линейной функцией можно получить j семейства прямых вида

$$\begin{aligned} y_{1i} &= -2\alpha_{\text{эф},1i} t + b_{1i}; \quad t \approx 0 - t_1; \\ &\dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \\ y_{ji} &= -2\alpha_{\text{эф},ji} t + b_{ji}; \quad t \approx t_{j-1} - t_j; \\ &\dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \\ y_{Ni} &= -2\alpha_{\text{эф},Ni} t + b_{Ni}; \quad t \approx t_{N-1} - t_N. \end{aligned}$$

По каждому из семейств прямых декременты поглощения определяются по формуле

$$\delta_j = \Delta\alpha_{\text{эф},j}/\Delta f.$$

Коэффициент прохождения отраженных волн для каждой из пачек слоев

$$\frac{\Delta \ln D_j(t)}{\Delta t} = \alpha_{\text{зф}}{}_{ij} - \delta_j f_i - \frac{\ln \frac{L(t_{j-1})}{L(t_j)}}{t_j - t_{j-1}}.$$

На временах t_j на графиках $\alpha_{\text{зф}}(t)$ появляются разрывы, которые объясняются изменением среднеквадратического отклонения коэффициентов отражения и параметров p распределения границ тонких слоев. Следовательно, разрывы графиков $\alpha_{\text{зф}}(t)$ указывают на изменение в разрезе параметров p и σK . Представляет интерес не только установить положение границ изменения параметров тонкой слоистости, но и определить сами параметры или их относительное изменение при переходе от одной пачки слоев к другой. Эта задача является сложной и ее решение требует дополнительных исследований.

Следует заметить, что для определения коэффициентов и декрементов поглощения можно применять и упрощенный вариант предложенного способа, когда фильтрация сейсмограмм проводится лишь двумя узкополосными фильтрами с полосой пропускания в начале и в конце спектра регистрируемых колебаний. В этом случае коэффициенты и декременты поглощения проще определить по тангенсу углов наклона α_N разностных графиков (графики разности затуханий энергий частотных составляющих колебаний f_{01} и f_{02}) по формуле

$$\delta = \frac{\alpha_N}{2(f_{01} - f_{02})}, \quad (\text{V.21})$$

где f_{01}, f_{02} — центральные частоты фильтров.

Как показали исследования, погрешности определения поглощения упрощенным вариантом незначительно (на 5—35%) выше ошибок их определения по энергетическим сейсмограммам, но время вычисления уменьшается в 2—4 раза.

§ 3. Определение поглощения по суммолентам ОГТ

В рассмотренном выше способе определения поглощения принимается, что запись обусловливается однократными волнами. Наиболее интенсивные многократные волны связаны, как правило, с верхней частью разреза, которая характеризуется относительно более высоким поглощением упругих волн, чем нижележащие отложения. Многократные волны, интерферируя с однократными от нижележащих отложений, искажают их частотный состав и амплитуды. Эти искажения вызывают погрешности определения коэффициентов поглощения.

Метод ОГТ позволяет во многих случаях подавить кратные волны и существенно увеличить отношение амплитуд однократных и многократных волн на суммолентах. Но при обработке

сейсмического материала МОГТ в амплитуды и частотный состав колебаний вносятся искажения. Оценим искажения, вносимые в амплитуды и частотный состав колебаний при вводе кинематических поправок, с целью использования суммомент ОГТ для определения коэффициентов поглощения.

Процедура кинематической коррекции при часто наблюдаемом вертикальном градиенте скорости приводит к растяжению импульсов [156]. Пусть в пределах импульса длиной T встретилось n времен t_k , на которых происходит смена поправки. Импульс растягивается после коррекции на $\Delta\tau = n \Delta t$, где Δt — суммарное изменение поправки на интервале времени T . Относительное растяжение импульса

$$r = \frac{T_0}{T} = \frac{T_0}{T_0 - \Delta\tau} = \frac{1}{1 - \frac{\Delta\tau}{T_0}}, \quad (V.22)$$

где $T_0 = T + \Delta\tau$.

Оценкой величины $\Delta\tau/T_0$ при $T_0 \rightarrow 0$ служит значение $\frac{d}{dt_0}(\tau)$ — производной кинематической поправки по времени, взятое с обратным знаком, так как возрастание длины импульса в результате коррекции равно уменьшению кинематической поправки на интервале T .

Дифференцируя выражение $\tau_k(x) = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v}}$ по t_0 , находим:

$$\frac{\Delta\tau}{T_0} = - \frac{d}{dt_0}(\tau_k) = - \frac{t_0 - t - \frac{x^2}{v^3} \frac{dv}{dt_0}}{t}. \quad (V.23)$$

Отсюда

$$r = \frac{t}{t_0 - \frac{x^2}{v^2} \frac{dv}{dt_0}}.$$

Из полученной формулы видно, что искажения убывают с возрастанием времени t_0 и скорости v и повышаются с увеличением расстояния x и отношения dv/dt_0 .

В МОГТ суммируются сигналы, зарегистрированные при различных расстояниях взрыв — прибор, поэтому они неодинаково искажены в процессе ввода кинематических поправок.

Оценим погрешности определения коэффициентов поглощения, обусловленные вводом кинематических поправок, при условии равномерной частотной характеристики импульса. Ошибка определения декрементов поглощения, связанная с вводом кинематических поправок,

$$\Delta\delta = \delta'' - \delta',$$

где δ' — декременты поглощения, найденные по трассе с введенной кинематической поправкой; δ'' — то же, определенные по исходной трассе.

Частотам волн f на исходной трассе соответствуют частоты $\frac{1}{r} f$ на скорректированной за влияние кинематических поправок трассе. Временам t прихода волн на исходной трассе отвечают времена $t - \tau$ прихода волн на скорректированной трассе.

Из уравнения прямой, аппроксимирующей энергетическую сейсмограмму, для трассы с введенной кинематической поправкой можно записать

$$2\alpha_{3\Phi} = -\frac{\Delta \ln E_i(t)}{\Delta t} = -\frac{\Delta \ln D^2(t_0)^2 L^2(t_0)}{\Delta t} + \frac{2 \frac{1}{r} \alpha_f t_0}{\Delta t}.$$

Отсюда декременты поглощения, определенные по скорректированной трассе,

$$\delta_c = \frac{\Delta \alpha_{3\Phi}}{\Delta f} = \alpha_f \frac{t_0}{r^2 \Delta f} \frac{dr}{dt}.$$

При отсутствии градиента скорости с глубиной формулу для декрементов поглощения можно записать в виде

$$\delta_c = \alpha_f \frac{t_0^3}{t^2} \frac{1}{\Delta f t_0} = \alpha_f \frac{1}{\Delta f} \frac{t_0^2}{t^2}.$$

Погрешности определения величин δ и α , обусловленные влиянием ввода кинематических поправок,

$$\Delta \delta = \delta'' - \delta' = \frac{\alpha_f}{\Delta f} \left(1 - \frac{t_0^2}{t^2} \right);$$

$$\Delta \alpha_f = \alpha_f \left(1 - \frac{t_0^2}{t^2} \right).$$

Поскольку $(t_0^2/t^2) < 1$, то величины декрементов и коэффициентов поглощения, рассчитанные по трассам с введенной кинематической поправкой, занижены, причем отличие истинных δ и α от определенных тем значительней, чем больше расстояние x взрыв — прибор и меньше глубина залегания кровли слоя, в котором определяются δ и α .

Покажем, что при неравномерной частотной характеристике исходного импульса погрешности определения коэффициентов поглощения, обусловленные вводом кинематической поправки, увеличиваются. Погрешность определения коэффициентов поглощения в этом случае складывается из $\Delta \alpha$ и фиктивного коэффициента α_Φ , вызванного неравномерной частотной характеристикой исходного импульса. Чтобы найти величину α_Φ , рассмотрим упрощенный вариант способа. Запишем разностные графики для скорректированной трассы в случае идеально-упругой среды:

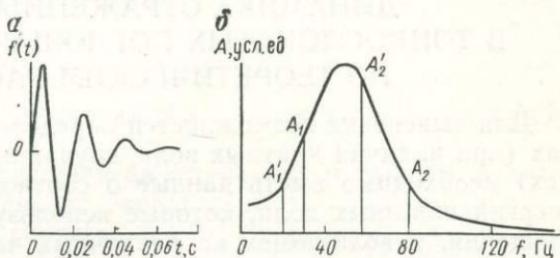
$$b_2 - b_1 = 2\alpha_\Phi (f_1 - f_2) \left[\frac{1}{r_2} (t_2 - \tau_2) - \frac{1}{r_1} (t_1 - \tau_1) \right],$$

где $b_2 - b_1 = \ln M E_1(t_1) M E_2(t_2) - \ln M E_1(t_2) M E_2(t_1)$ зависит от частотной характеристики исходного импульса.

Отсюда

$$\alpha_{\phi} = \frac{b_2 - b_1}{2(f_1 - f_2) \left[\frac{1}{r_2} (t_2 - \tau_2) - \frac{1}{r_1} (t_1 - \tau_1) \right]}.$$

Для импульса Берлаге (рис. 25) $ME_1(t_1) = A_1^2$; $ME_1(t_2) = (A_1')^2$; $ME_2(t_1) = A_2^2$; $ME_2(t_2) = (A_2')^2$ и разность $b_2 - b_1 < 0$, приведенное выражение выполняется для всех импульсов, у которых крутизна частотной характеристики справа и слева близки. При $b_2 - b_1 > 0$ α_{ϕ} будет положительно, в случае $b_2 - b_1 < 0$ отрицательно. Если коэффициенты поглощения α в среде меньше:



α_{ϕ}/v , то коэффициенты поглощения, определенные по трассам с введенной кинематической поправкой, будут отрицательными.

В результате суммарная погрешность определения коэффициентов поглощения, обусловленная вводом кинематической поправки, при неравномерной частотной характеристике исходного импульса

$$\Delta\alpha = \frac{\Delta\delta}{\lambda} + \frac{\alpha_{\phi}}{v},$$

где λ — длина волны.

Из формулы видно, что погрешность определения коэффициентов поглощения имеет отрицательный знак, т. е. коэффициенты поглощения, рассчитанные по суммоментам ОГТ, занижены. Для многих импульсов возбуждения, крутизна частотной характеристики которых справа больше, чем слева, либо они близки, погрешности $\Delta\alpha$ могут быть отрицательными. С целью исключения этих погрешностей необходимо при определении коэффициентов и декрементов поглощения полосовую фильтрацию проводить до ввода кинематических поправок, так как процедура кинематической коррекции изменяет лишь частотный состав волн, но не их амплитуды.

Для исключения погрешностей определения коэффициентов и декрементов поглощения, обусловленных вводом кинематических поправок, предлагается следующая последовательность операций при вычислении α и δ по суммоментам ОГТ:

1) узкополосная фильтрация сейсмограмм;

- 2) ввод кинематических поправок;
- 3) суммирование;
- 4) определение α и δ по суммоментам предложенным способом.

Следует заметить, что при определении поглощения по суммоментам ОГТ, необходимо изменять масштаб времен, умножая время на $1/r$, где r вычислено по средней из суммируемых трасс. Это необходимо для исключения искажений, вносимых во временной масштаб при вводе кинематических поправок.

Глава VI

ДИНАМИКА ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН В ТОНКОСЛОИСТЫХ ПОГЛОЩАЮЩИХ СРЕДАХ ПО ТЕОРЕТИЧЕСКИМ РАСЧЕТАМ

Для выяснения возможностей определения α в реальных средах (при наличии кратных волн, случайных шумов и других помех) необходимо иметь данные о соотношении амплитуд или энергий полезных волн, которые используются при расчете поглощения, и волн-помех на различных частотах. Одним из основных типов помех, искажающих результаты определения поглощения, являются многократные волны. В работе особое внимание уделено изучению погрешностей определения поглощения, обусловленных интерференцией однократных и многократных волн.

Задача настоящей главы — изучение динамики отраженных волн в тонкослоистых идеально-упругих и поглощающих средах с целью оценки отношений энергий однократных и многократных волн, затухания амплитуд однократных и суммарных (однократных + многократных) волн с глубиной в различных средах. Эти оценки использованы в дальнейшем для исследования погрешностей определения поглощения в средах с различным строением.

Изучение динамики отраженных волн проведено по теоретическим сейсмограммам, рассчитанным¹ для тонкослоистых моделей сред. Использование теоретических сейсмограмм позволяет разделить влияние тонкой слоистости, неидеальной упругости, а также многократных волн на амплитуды и частотный состав волн.

§ 1. Модели тонкослоистых сред, алгоритм и методика расчета теоретических сейсмограмм

Для изучения динамики сейсмических волн использованы типовые модели сред, составленные Н. А. Трапезниковой при класс-

¹ Расчеты теоретических сейсмограмм проведены под руководством Н. А. Трапезниковой автором совместно с Н. С. Шушаковой.

сификации тонкослоистых геологических сред [145, 149]. На основании имеющихся данных о распределении статистических характеристик реальных геологических разрезов [33, 164, 167] при построении моделей слоистых однородных сред приняты гипотезы о нормальном распределении скоростей в тонких однородных слоях и законе Пуассона для случайного числа появлений отражающих границ на любом заданном интервале глубин с коэффициентом отражения, превышающим некоторый порог.

В основу классификации положена величина дисперсии коэффициентов отражения $(\sigma K)^2$ на границах тонких однородных слоев и изменение с глубиной средних скоростей. Использована формула [145]

$$(\sigma v)^2 = (\sigma K)^2 2M \bar{v}^2,$$

где $(\sigma v)^2$ — дисперсия скорости; $M\bar{v}$ — математическое ожидание скорости.

По дисперсиям коэффициентов отражения и средним скоростям определялись дисперсии скоростей $(\sigma v)^2$, а затем по таблицам математической статистики [13] скоростные реализации разрезов.

На рис. 26 приведено по одной реализации для каждого выбранного типа моделей слоистых сред. Модели I — низкоскоростные (скорость до подошвы модели $v=3$ км/с) разрезы со слабой ($\sigma K \leq 0,05$) и очень слабой ($\sigma K \leq 0,025$) акустической дифференциацией. Модели II — низкоскоростные разрезы со слабой акустической дифференциацией, в которых скорость увеличивается в пределах 1,7—3,4 км/с на глубине 2,1 км. Модели III — низкоскоростные разрезы со средней ($0,05 < \sigma K < 0,1$) акустической дифференциацией, содержащие слои мощностью $h=10 \div 50$ м с аномально большими или аномально малыми значениями скоростей.

Модели IV — среднескоростные ($v=4,3$ км/с) разрезы со средней акустической дифференциацией, содержащие пачки слоев мощностью $h=200 \div 500$ м с различными значениями скоростей и разной акустической дифференциацией. Модели V — высокоскоростные ($v=5$ км/с) разрезы с сильной ($0,1 < \sigma K < 0,2$) и очень сильной ($\sigma K \geq 0,2$) акустической дифференциацией.

Модели I+V и II+IV представляют собой сочетание моделей I, V и II, IV. Для каждой из моделей рассматривалось несколько реализаций.

В разрезах по 132 пласта, максимальная глубина 2,108 км. Средняя мощность пластов равна 15 м. Минимальные значения мощностей искусственно ограничены $h_{min}=4$ м, а максимальные — $h_{max}=50$ м, что не привело к нарушению гипотезы Пуассона, которая проверялась [149] для полученных реализаций с помощью критерия Пирсона.

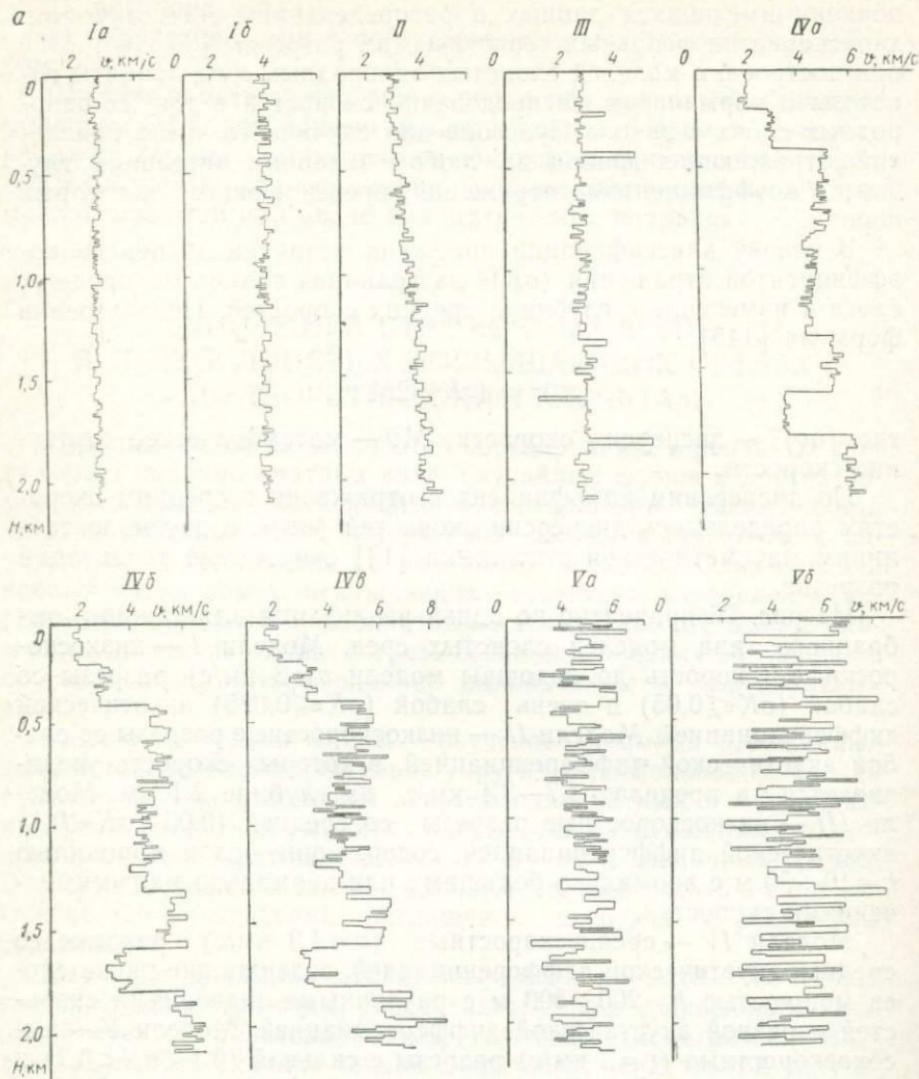


Рис. 26. Модели сред (а), графики распределения скоростей (б) и коэффициентов отражения (в)

По графикам распределения скоростей (б) и коэффициентов отражения (в) для различных моделей: I α — $v=2,997$ км/с, $\sigma_v=100$, $K=0,0002$, $\sigma_K=0,025$, I δ — $v=3,004$ км/с, $\sigma_v=136$, $K=0,001$, $\sigma_K=0,044$, II — $v=2,607$ км/с, $\sigma_v=451$, $K=0,003$, $\sigma_K=0,046$, III — $v=3,023$ км/с, $\sigma_v=514$, $K=-0,004$, $\sigma_K=0,092$, IV α — $v=4,364$ км/с, $\sigma_v=1233$, $K=-0,006$, $\sigma_K=0,056$, IV δ — $v=4,361$ км/с, $\sigma_v=1262$, $K=-0,011$, $\sigma_K=0,066$, IV δ — $v=4,529$ км/с, $\sigma_v=1423$, $K=-0,006$, $\sigma_K=0,24$; пунктиром показаны кривые нормального распределения

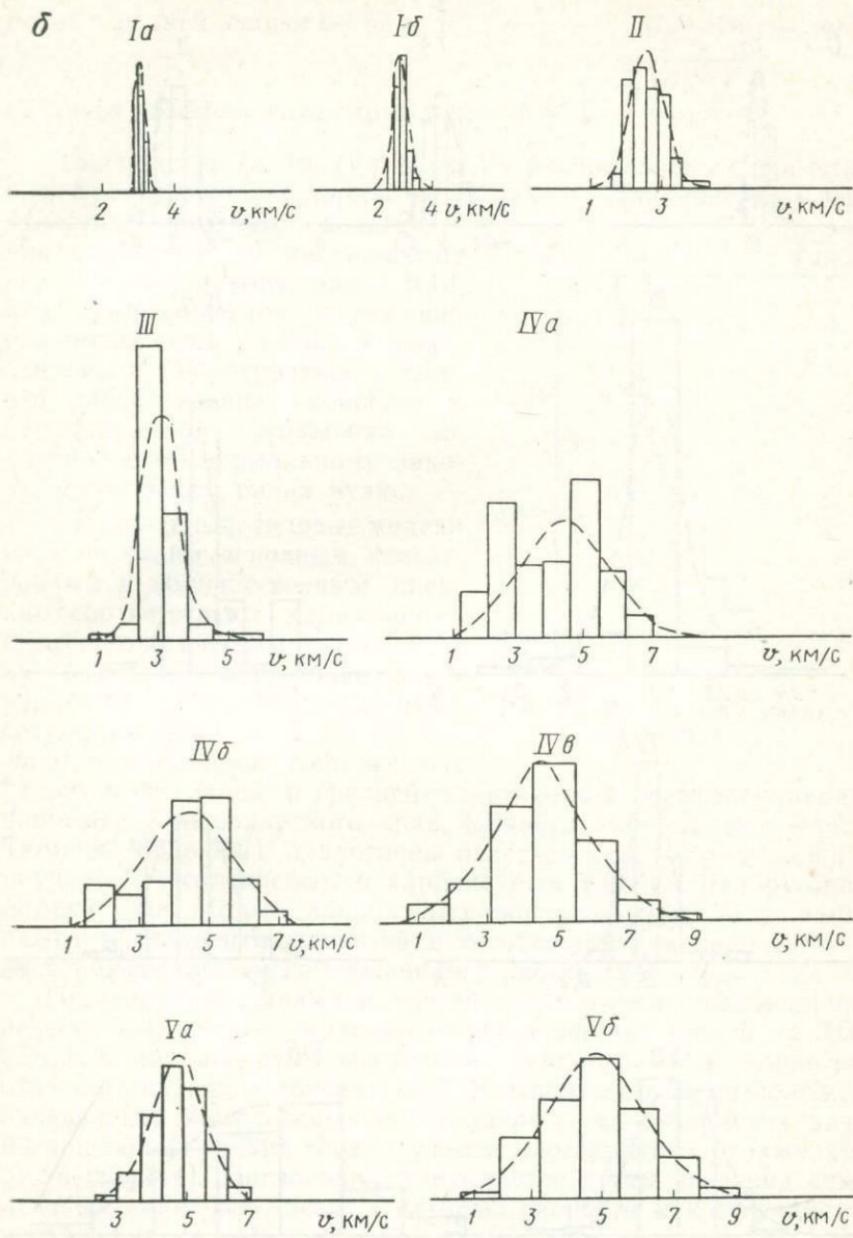


Рис. 26

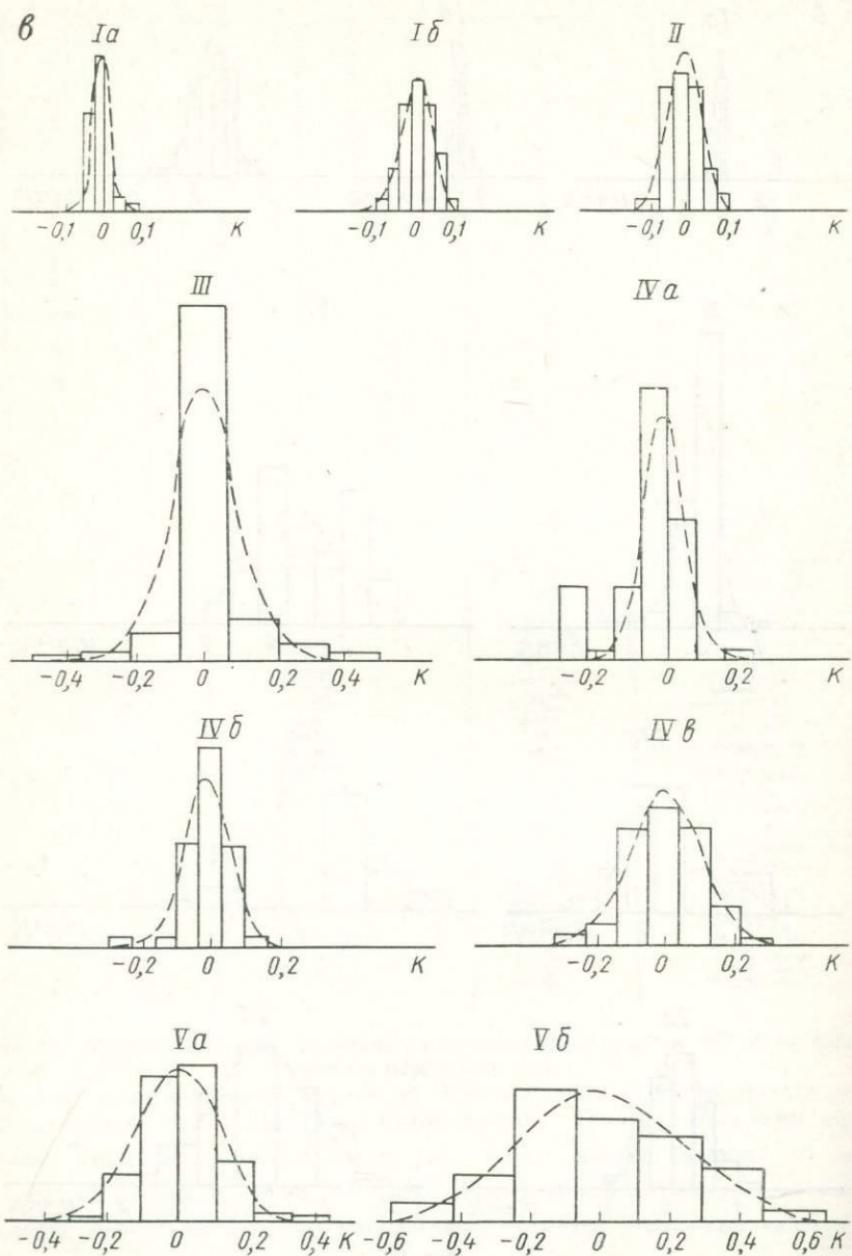


Рис. 26

На рис. 26 приведены значения среднеквадратических отклонений средней скорости $\sigma v = \sqrt{\frac{\sum_i (v_i - \bar{v})^2}{i}}$ (i — номер слоя) и среднего коэффициента отражения $\sigma K = \sqrt{\frac{\sum_i (K_i - \bar{K})^2}{i}}$.

Для моделей Ia, Ib, IVb, Va и Vb распределение параметров v_i и K_i соответствует нормальному закону. Для модели II вероятность P того, что распределение скоростей не противоречитциальному закону, равна 0,13, а у коэффициентов отражения она понижается до 0,08. У моделей IVa и IVb вероятность того, что распределение скоростей и коэффициентов отражения не противоречит нормальному закону, практически равна нулю.

Составленные типовые модели сред по своим основным качественным и количественным оценкам соответствуют характерным сейсмогеологическим условиям, а их сочетание — достаточно разнообразным сейсмогеологическим ситуациям. Модели I, II, III являются аналогами терригенных разрезов со слабой и средней акустической дифференциацией, например Краснодарского края, Южного Манышлака, района Тюмени. Модели IV аналогичны разрезам Волго-Уральской провинции, V — соленосным и карбонатным толщам Белоруссии и Узбекистана. Модель зоны малых скоростей (рис. 27) принадлежит к градиентно-слоистой и соответствует модели ЗМС по экспериментальным наблюдениям в работе [24].

Исследование динамики сейсмических отраженных волн проведено с помощью моделирования волновых полей на ЭВМ БЭСМ-6 по алгоритму вычисления сейсмограмм в тонкослоистых поглощающих средах [145]. В основу алгоритма положено определение комплексных спектральных характеристик пачек поглощающих тонких слоев с учетом многократных отражений и без него [144]. Поглощение учитывается путем введения комплексных волновых чисел, в которых скорости и коэффициенты поглощения связаны аналитическими зависимостями [3]. Для линейной зависимости коэффициентов поглощения от частоты $\alpha = \alpha_0 \omega^N$, где α_0 — коэффициент поглощения при $\omega = 1$ Гц, т. е. $N = 1$, имеем:

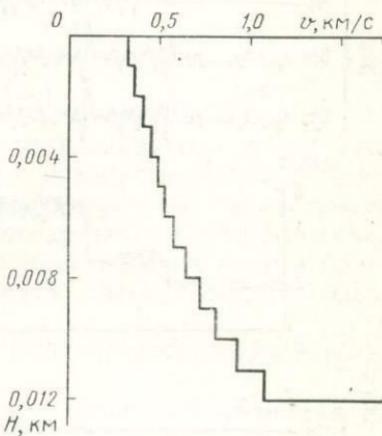
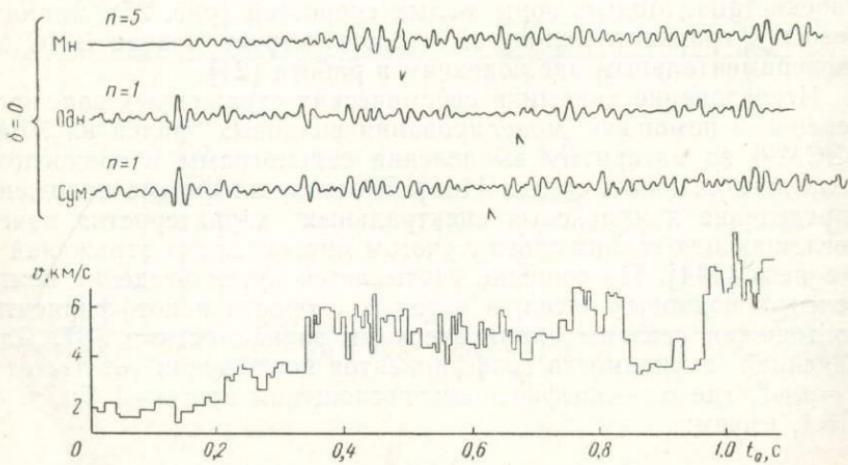
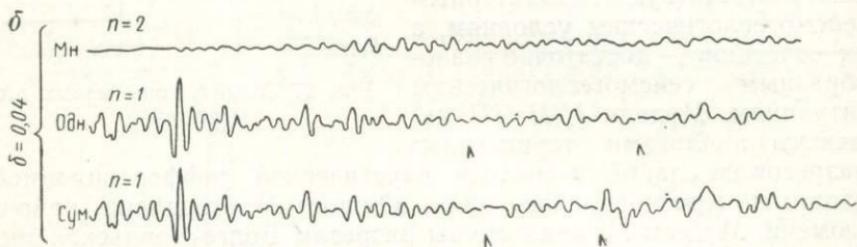
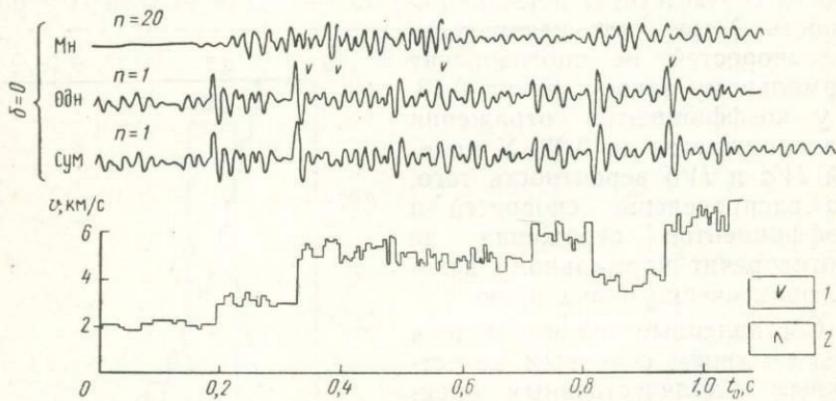
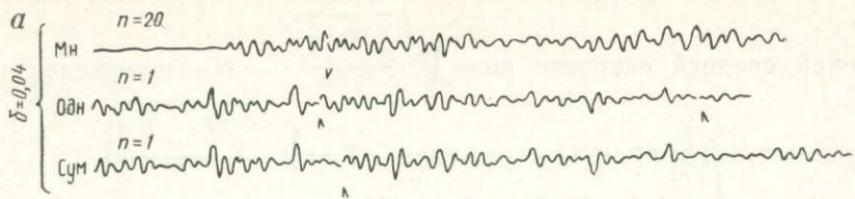


Рис. 27. Модель зоны малых скоростей



$$v(\omega) = \frac{v(\omega_0)}{1 + \frac{2}{\pi} \alpha_0 v(\omega_0) \ln \frac{\omega_0}{\omega}}.$$

Здесь $v(\omega_0)$ — скорость на опорной частоте $\omega_0 = 2\pi f_0$, м/с; f_0 — центральная частота сейсмического диапазона частот, равная 20—80 Гц.

При $N \neq 1, N \neq 2$

$$v(\omega) = \frac{v(\omega_0)}{1 + \alpha_0 v(\omega_0) \left[\omega^{N-1} - \omega_0^{N-1} \right] \operatorname{tg} \frac{N\pi}{2}}.$$

Для $N=2$

$$v(\omega) = v(\omega_0).$$

Спектральные характеристики тонкослоистых пачек после умножения на спектр произвольного исходного импульса преобразованием Фурье переводятся в сейсмограммы. Рассчитываются сейсмограммы однократных, многократных и суммарных волн при произвольном положении источника плоских волн и приемника в горизонтально-слоистых средах; рассматривается только вертикальное падение волн.

Исходными данными при расчетах теоретических сейсмограмм являются:

- 1) начальный импульс $f(t)$, задаваемый аналитически или таблично;
- 2) скорости v_i на заданной частоте ω_0 ;
- 3) плотности ρ_i ;
- 4) мощности тонких слоев h_i ;
- 5) зависимость коэффициентов поглощения в каждом из тонких слоев от частоты в заданной полосе частот: $a_i = \alpha_0 \omega^N i$, где номер слоя $i = 1, 2, 3, \dots, p$.

По некоторым реализациям каждой модели вычислены теоретические сейсмограммы и частотные характеристики среды (спектры откликов среды на дельта-импульс). Расчеты проведены с учетом зоны малых скоростей и дневной поверхности и без него. Коэффициенты и декременты поглощения выбраны по литературным данным [41, 136]. Принята линейная зависимость коэффициентов поглощения от частоты. Эта зависимость получена в результате экспериментальных определений поглощения в реальных геологических средах различного литологического состава [41, 42]. Согласно работам [41, 136], коэффициенты по-

Рис. 28. Сейсмограммы однократных (Одн), многократных (Мн) и суммарных (Сум) волн, рассчитанные для моделей IVб и IVв
 a — модель IVб; b — модель IVв; n — масштабный множитель; 1 — уменьшение коэффициента усиления в 2 раза; 2 — увеличение коэффициента усиления в 2 раза

глощения в различных породах на частотах 20—50 Гц изменяются в пределах $(0,3—50) \cdot 10^{-4}$ м⁻¹, что соответствует декрементам поглощения $\delta = 0,03 \div 0,13$. Расчеты проведены в диапазоне частот 1÷150 Гц. Плотности принимались либо постоянными для всего разреза, либо связанными со скоростями эмпирическим регрессионным соотношением $\rho_i = 0,16 v_i + 1,84$.

В результате расчетов построены теоретические сейсмограммы однократных, многократных и суммарных волн, некоторые из которых приведены на рис. 28.

§ 2. Отношение энергий однократных и многократных волн в тонкослоистых средах

В общем случае отношение энергий однократных и многократных волн зависит от многих параметров среды: числа отражающих границ p , изменения средней скорости со временем $\bar{v}(t)$, акустической дифференциацией среды σK , распределения коэффициентов поглощения в разрезе $a(H)$. Влияние этих параметров на отношение Q энергий однократных и многократных волн исследовано по теоретическим сейсмограммам однократных и многократных волн, рассчитанным для выбранных моделей. Воздействие акустической дифференциации среды рассмотрено по сейсмограммам Ia, Ib, III, Va и Vb для моделей, в которых число слоев одинаково, средние скорости и декременты поглощения постоянны и не зависят от времени, но среднеквадратическое отклонение коэффициентов отражения различно для каждой модели.

Влияние изменения $\bar{v}(t)$ оценено для моделей II и IV, в которых средняя скорость увеличивается с глубиной, а остальные параметры не зависят от глубины. По сейсмограммам, рассчитанным для модели II с различными распределениями коэффициентов поглощения с глубиной, оценено влияние зависимости $a(H)$. Влияние параметра p на величину Q не рассматривалось. Заметим, что теоретические сейсмограммы были рассчитаны без учета зоны малых скоростей и дневной поверхности. Действие ЗСМ и дневной поверхности на отношение Q оценено для моделей Ib, II и IVa—IVb.

Длина временных интервалов сейсмограмм для определения энергий колебаний выбрана с таким учетом, чтобы отношение энергий Q определялось в пределах $2T$ и $10T$ (T — период колебаний) при частоте 50 Гц, т. е. 0,04 и 0,2 с. Для повышения достоверности результатов графики зависимости отношения энергий однократных и многократных волн от времени $Q(t)$ и глубины $Q(H)$ строились для нескольких (1—3) реализаций каждой модели, причем во всех реализациях одной модели статистические параметры p , σK и \bar{v} сохранялись постоянными, а изменились лишь мощности тонких слоев.

*Влияние акустической дифференциации среды
на отношение энергий однократных
и многократных волн (идеально-упругие среды)*

Рассмотрим среду со слабой и очень слабой акустической дифференциацией $\sigma K \leq 0,05$. На рис. 29 приведены графики отношения Q в зависимости от времени t_0 для идеально-упругой среды. Как видно из графиков, в средах с очень слабой акустической дифференциацией $\sigma K \leq 0,025$ (модель Ia) осредненное отношение \bar{Q} энергий однократных и многократных волн, которое определено по прямой, аппроксимирующей графики $Q(t_0)$, на всех временах больше единицы. Оно уменьшается с увеличением времени и составляет для $t_0 = 0,4$ с 65 дБ, при $t_0 = 1,4$ с — 42 дБ. Отклонение отношений ΔQ , вычисленных в интервале 0,04 с, от осредненных значений \bar{Q} составляет ± 12 дБ для всех трех вариантов модели.

При увеличении акустической дифференциации среды (см. рис. 29, модель Ib) Q уменьшается по сравнению со средами с очень слабой акустической дифференциацией. Осредненное отношение энергий \bar{Q} понижается со временем и составляет на времени $t_0 = 0,2 \div 0,4$ с 40 дБ, при $t_0 = 1,2 \div 1,4$ с — 6 дБ. Величина отклонения ΔQ от осредненных значений та же, что и для модели Ia, т. е. ± 12 дБ.

Рассмотрим среды со средней акустической дифференциацией $0,05 < \sigma K < 0,1$. Наличие в среде границ с высокими значениями коэффициентов отражения является причиной увеличения уровня многократных волн. Как видно из графиков $Q(t_0)$, для двух реализаций модели III (см. рис. 29) осредненное отношение энергий уменьшается со временем и составляет на времени $t_0 = 0,2 \div 0,3$ с 45 дБ, при $t_0 = 1,3$ с — 4 дБ. На временах, соответствующих времени прихода однократных волн, отраженных от слоев с аномальными значениями скоростей, наблюдается увеличение отношения Q . Возрастает также отклонение отношений ΔQ от осредненных значений на 6—9 дБ по сравнению со средами, имеющими равномерное распределение коэффициентов отражения с глубиной типов Ia и Ib.

В средах с высокой и очень высокой акустической дифференциацией $\sigma K \geq 0,12$ происходит резкое возрастание уровня кратных волн по отношению к однократным волнам. Как видно из графиков $Q(t_0)$, для двух реализаций модели Va (см. рис. 29) уже на времени $t_0 = 0,35$ с осредненное отношение энергий \bar{Q} равно единице. Оно уменьшается с возрастанием времени, достигая при $t_0 = 0,8$ с — 35 дБ. Обе реализации модели дали близкие результаты. Отклонение отношения энергий ΔQ от значений составляет в среднем ± 13 дБ и совпадает с отклонением энергий ΔQ для моделей Ia, Ib. Это совпадение объясняется равномерным распределением коэффициентов отражения границ со временем в этих моделях.

Для модели $V\delta$ (см. рис. 29) на времени $t_0=0,2$ с осредненное отношение энергий \bar{Q} равно единице и уменьшается при $t_0=0,8$ с до -80 дБ. Отклонение ΔQ от значений Q составляет в среднем ± 11 дБ.

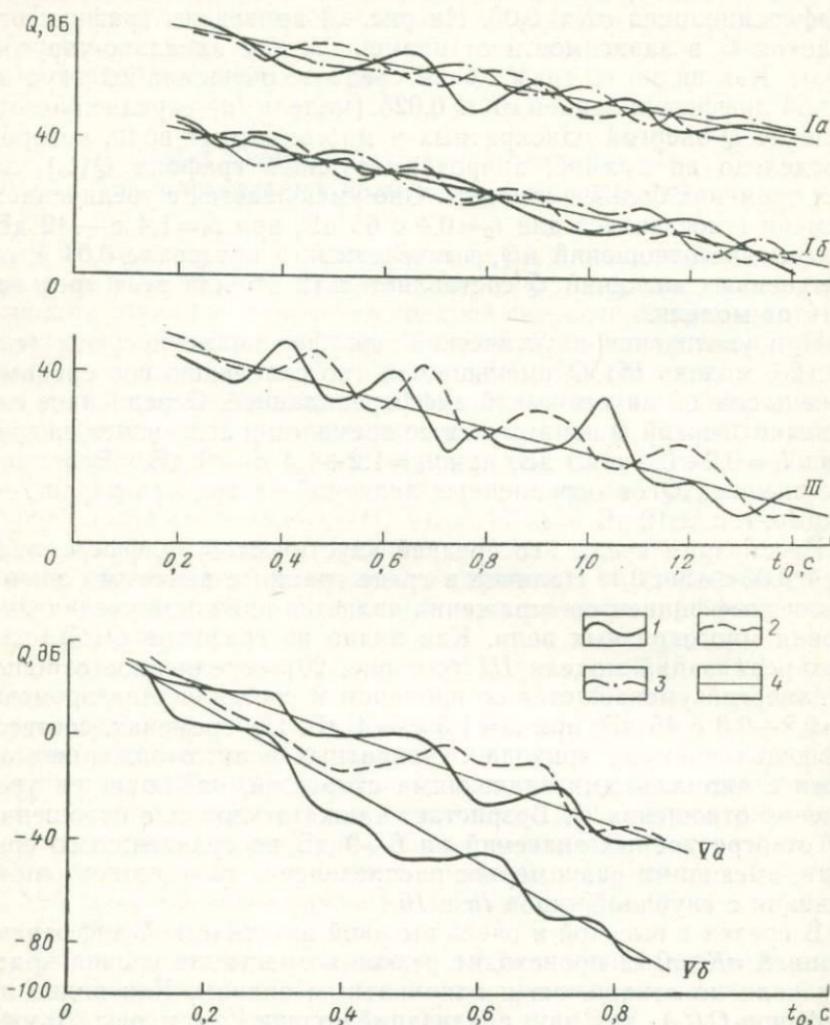


Рис. 29. Графики зависимости отношения энергий однократных и многократных волн от времени t_0 для моделей I—V

1—3 — различные реализации одной модели; 4 — осредненное отношение \bar{Q}

Полученные отношения энергий однократных и многократных волн для тонкослоистых моделей сред с различной акустической дифференциацией позволяют получить сводную зависимость отношений осредненных энергий от глубины залегания отражаю-

ших границ (рис. 30). Параметром кривых является среднеквадратическое отклонение коэффициентов отражения границ в толще, покрывающей отражающую границу. Так как скорости распространения волн для моделей I—V различны, с целью сопоставления отношений энергий однократных и многократных волн сводные графики построены в масштабе глубин. Как видно из графиков, отношение энергий для сред с различной акустической дифференциацией меняется в широких пределах. Во всех рассмотренных моделях это отношение уменьшается с возрастанием глубины. Так, на малых временах, соответствующих глубинам 0,2—0,3 км, отношение \bar{Q} изменяется от 75 дБ для модели Ia до 20 дБ для модели Vb, а на временах, характеризующих глубины 2 км, отношение \bar{Q} изменяется от 42 дБ для модели Ia до —80 дБ для модели Vb.

Так как анализировалось несколько реализаций по каждой модели, а в них параметры среды — число слоев, мощность разреза, средняя скорость и среднеквадратическое отклонение коэффициентов отражения одинаковы, то они и дали практически совпадающие результаты. Это позволяет считать полученные значения отношений энергий однократных и многократных волн для сред с такими параметрами достаточно общими.

Влияние изменения средней скорости с глубиной, на отношение энергий однократных и многократных волн (идеально-упругие среды)

Графики отношений \bar{Q} в зависимости от глубины H для моделей II, IVa—IVb со слабой и средней акустической дифференциацией, в которых средняя скорость \bar{v} увеличивается с глубиной, приведены на рис. 30. Отношение энергий \bar{Q} для модели II уменьшается с возрастанием глубины и составляет на глубине $H=0,25 \div 0,30$ км 64 дБ, а при $H=2$ км — 20 дБ. Это отношение в среднем на 20—15 дБ выше, чем в средах со слабой акустической дифференциацией, в которых средняя скорость не меняется с глубиной (модель Iб). Отклонение отношения ΔQ от осредненных значений в среднем составляет ± 12 дБ.

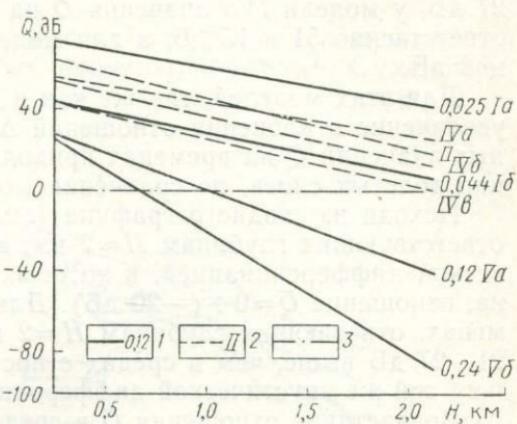


Рис. 30. Сводный график зависимости осредненного отношения энергий однократных и многократных волн для сред с различной акустической дифференциацией σK .
 1 — среды с $\bar{v} = \text{const}$; 2 — среды с $\text{grad } \bar{v}(H) > 0$
 (указаны модели сред); 3 — нулевая линия

Осредненное отношение энергий \bar{Q} для вариантов модели $IVa-IVb$, различающихся среднеквадратическим отклонением коэффициентов отражения (см. рис. 30), на всех глубинах больше единицы и уменьшается с возрастанием глубины и акустической дифференциации сред от модели IVa к модели IVb . Для модели IVa на глубине $H=0,25$ км $\bar{Q}=54$ дБ, при $H=2$ км — 27 дБ, у модели IVb значения \bar{Q} на тех же глубинах равны соответственно 51 и 15 дБ, а для модели IVb — соответственно 42 и 3 дБ.

Для этих моделей, так же как и для модели III , характерно увеличение отклонения отношений ΔQ на 4—9 дБ от осредненных значений \bar{Q} на временах прихода волн, отраженных от границ толстых слоев, по сравнению со средами типов Ia и Ib .

Исходя из сводного графика (см. рис. 30), на временах, соответствующих глубинам $H \approx 2$ км, в средах со средней акустической дифференциацией, в которых средняя скорость постоянна, отношение $\bar{Q}=0 \div (-20)$ дБ. Для моделей $IVa-IVb$ на временах, отвечающих глубинам $H=2$ км, $\bar{Q}=2 \div 27$ дБ, т. е. на 21—27 дБ выше, чем в средах с постоянной средней скоростью, но с той же акустической дифференциацией.

Возрастание отношения \bar{Q} в средах, в которых скорость увеличивается с глубиной, по сравнению со средами, имеющими постоянную \bar{v} и такие же σK , объясняется тем, что в первых кратные волны, образованные в верхних более низкоскоростных участках разреза, приходят на более поздних временах, чем в средах с $\bar{v}=\text{const}$.

В работе Е. К. Лоссовского [74] также отмечено увеличение отношения амплитуд однократных волн к многократным в градиентных средах, где $\bar{v}=\bar{v}_0+\beta H$ (\bar{v}_0 — значение средней скорости при $H=0$; β — коэффициент), по сравнению со средами с постоянной средней скоростью. Им получено, что в градиентных средах с $\text{grad } v(H) > 0$ и с постоянным временем Δt пробега волн в тонких слоях амплитуды однократных волн на всех временах больше амплитуд суммарных кратных волн.

В связи с тем, что расчеты теоретических сейсмограмм проводились для случая плоской волны, влияние функций расхождения для однократных и многократных волн на отношение энергий волн не учитывалось. Поэтому при сферическом источнике осредненное отношение энергий \bar{Q} для сред, скорость которых увеличивается с глубиной, будет меньше полученных.

Влияние интервальных коэффициентов поглощения на отношение энергий однократных и многократных волн

При сопоставлении отношения энергий однократных и многократных волн в идеально-упругих средах и в средах с постоянным декрементом поглощения получено, что значение \bar{Q} в них

практически совпадают. Совпадение объясняется тем, что в средах с постоянным декрементом поглощения уменьшение амплитуд волн за счет неидеальной упругости определяется временем прихода волн. Поэтому уменьшение амплитуд однократных и многократных волн за счет неидеальной упругости, пришедших в точку наблюдения на заданном времени, одинаково и не зависит от пути этих волн.

Рассмотрим отношение энергий однократных и многократных волн в средах, в которых декремент поглощения уменьша-

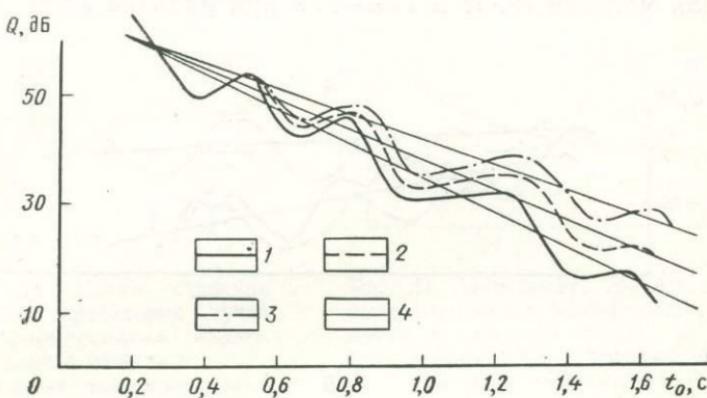


Рис. 31. Графики зависимости отношения энергий однократных и многократных волн от времени t_0 для разных реализаций модели Π , рассчитанных с различными распределениями пластовых коэффициентов поглощения
 1 — α_{50} (на частоте 50 Гц) = $9 \cdot 10^{-4}$ м⁻¹, т. е. $\text{grad}\delta(H) > 0$; 2 — $\delta(H) = 0,04$; 3 — α_{50} уменьшаются с глубиной в пределах $(16,5 - 0,9) \cdot 10^{-4}$ м⁻¹, т. е. $\text{grad}\delta(H) < 0$; 4 — осредненное отношение \bar{Q}

ется или увеличивается с изменением глубины. На рис. 31 приведены отношения энергий Q в зависимости от времени t_0 для реализаций модели Π , рассчитанных с различными значениями коэффициентов поглощения. Осредненное отношение энергий \bar{Q} для всех реализаций модели Π уменьшается со временем и составляет на временах равных 0,2 и 1,6 с, для первой реализации соответственно 60 и 15 дБ, для второй — 60 и 21 дБ, для третьей — 60 и 27 дБ.

Следовательно, уменьшение коэффициентов поглощения с глубиной на $0,75 \cdot 10^{-3}$ м⁻¹ на 1 км по сравнению со случаем постоянного коэффициента поглощения в среде приводит к возрастанию осредненного отношения энергий \bar{Q} на 12 дБ, на временах, соответствующих глубинам около 2 км. При уменьшении же коэффициентов поглощения на $0,3 \cdot 10^{-3}$ м⁻¹ на 1 км \bar{Q} возрастает на 6 дБ. Увеличение отношений энергий \bar{Q} в средах, в которых коэффициенты поглощения поникаются с глубиной, объ-

ясняется тем, что многократные волны, образованные в верхних сильно поглощающих частях разреза, более ослаблены, чем однократные волны.

*Влияние зоны малых скоростей и дневной поверхности
на отношение энергий однократных
и многократных волн (поглощающие среды)*

На рис. 32 представлены графики зависимости осредненных отношений энергий однократных и многократных волн от времени для моделей Iб, II и IVa—IVв при наличии зоны малых

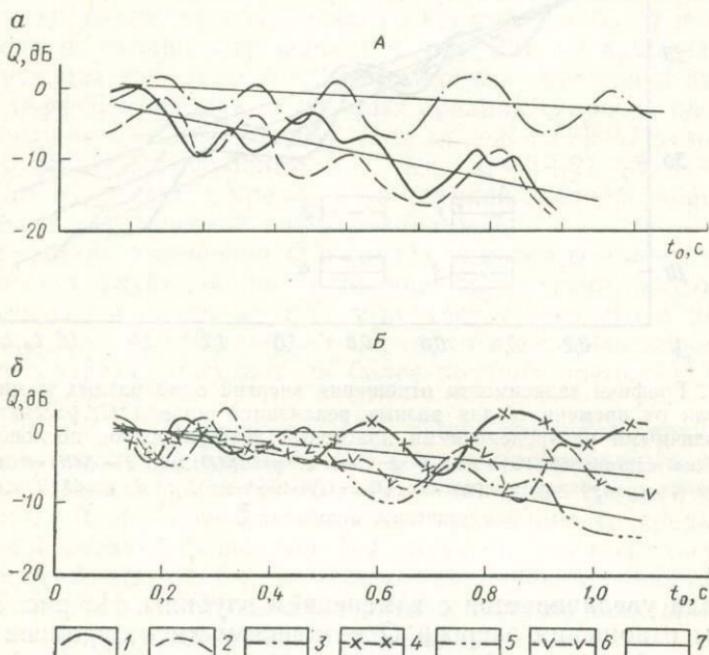


Рис. 32. Графики зависимости отношений энергий однократных и многократных волн от времени t_0 для моделей Iб, II (A) и IVa—IVв (B) с зоной малых скоростей и дневной поверхностью

Модели: 1, 2—Iб, 3—II, 4—IVa, 5—IVб, 6—IVв, 7—осредненное отношение \bar{Q} , для линии 1 показано влияние ЗМС, для 2—6—ЗМС и дневной поверхности

скоростей и дневной поверхности. Для сред со слабой акустической дифференциацией (модели Iб и II) осредненное отношение энергий \bar{Q} на времени 0,2 с составляет соответственно —6 и 0 дБ. С возрастанием времени это отношение плавно уменьшается и составляет на временах, соответствующих глубинам 2 км, для модели Iб — 15 дБ, у модели II — 3 дБ.

В средах со средней акустической дифференциацией (модели IV) на малых временах 0,1—0,2 с осредненное отношение

энергий \bar{Q} для всех вариантов модели равны единице, с увеличением времени это отношение по разному убывает для каждой из реализаций. Так, для модели IVa отношение \bar{Q} постоянно со временем. С увеличением акустической дифференциации сред (модели IVb , IVc) отношение энергий со временем уменьшается и составляет при $t_0=1,0 \div 1,1$ с соответственно -6 и -12 дБ.

Сравним полученные отношения энергий однократных и многократных волн с таковыми для тех же моделей в случае отсутствия ЗМС и дневной поверхности (см. рис. 29, 31). Наличие ЗМС и дневной поверхности приводит к уменьшению осреднен-

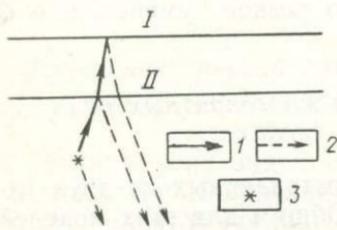


Рис. 33. Схема строения среды и траектории лучей при формировании падающего импульса

I — дневная поверхность; II — ЗМС; 1 — падающий импульс; 2 — лучи отраженных волн; 3 — источник возбуждения

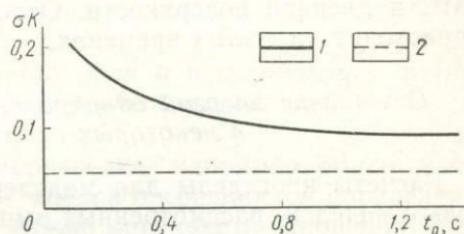


Рис. 34. Зависимость среднеквадратичного отклонения коэффициентов отражения от времени t_0 для модели IVb при наличии ЗМС и дневной поверхности (1) и их отсутствии (2)

ных отношений энергий \bar{Q} . Различия отношений энергий наиболее велики на малых временах, достигая для модели II 60 дБ; с увеличением t_0 они уменьшаются и составляют для моделей IVb и II 21 дБ.

Уменьшение осредненных отношений энергий \bar{Q} при наличии ЗМС и дневной поверхности объясняется следующими причинами.

1. Падающая волна (рис. 33) состоит из трех волн: образованной в источнике и волн-спутников, отраженных от подошвы ЗМС и дневной поверхности. Вычислим амплитуды этих волн при условии, что коэффициент отражения от подошвы ЗМС $K_3=0,5$. Коэффициент поглощения в ЗМС $\alpha=0,25 \cdot 10^{-2} \text{ м}^{-1}$, мощность зоны $h_3=7$ м. Если обозначить A_0 — амплитуда исходного импульса, то $A_1=A_0 K_3=0,5 A_0$ — амплитуда волны-спутника, отраженного от подошвы зоны, и $A_2=A_0(1-K_3^2)e^{-2\alpha h_3}=0,57 A_0$ — амплитуда волны-спутника, отраженного от дневной поверхности. В программе расчета теоретических сейсмограмм волны-спутники, отраженные от подошвы ЗМС и дневной поверхности, относятся к многократным волнам. Поэтому на всех временах независимо от акустической дифференциации среды осредненное отношение энергий \bar{Q} меньше $1/A_2^2 / 1/A_1^2$, т. е. меньше 9 дБ.

2. На рис. 34 представлена зависимость среднеквадратического отклонения коэффициентов отражения σK для модели Ib от времени при наличии и отсутствии ЗМС и дневной поверхности. Как видно, в первом случае σK в разрезе увеличивается. Например, оно на времени $t_0=0,1$ с возрастает по сравнению с σK без ЗМС и дневной поверхности в 4 раза, а для $t_0=1,4$ с — в 1,7 раза.

Увеличение среднеквадратического отклонения коэффициентов отражения σK при наличии ЗМС и дневной поверхности приводит к уменьшению осредненного отношения энергий однократных и многократных волн по сравнению со случаем отсутствия ЗМС и дневной поверхности. Особенно резкое уменьшение \bar{Q} происходит на малых временах.

Отношение энергий однократных и многократных волн в некоторых сложных средах

Расчеты проведены для моделей, составленных из двух типовых моделей, рассмотренных выше. Общим для этих моделей является наличие в верхней части толщи мощностью 2,1 км со

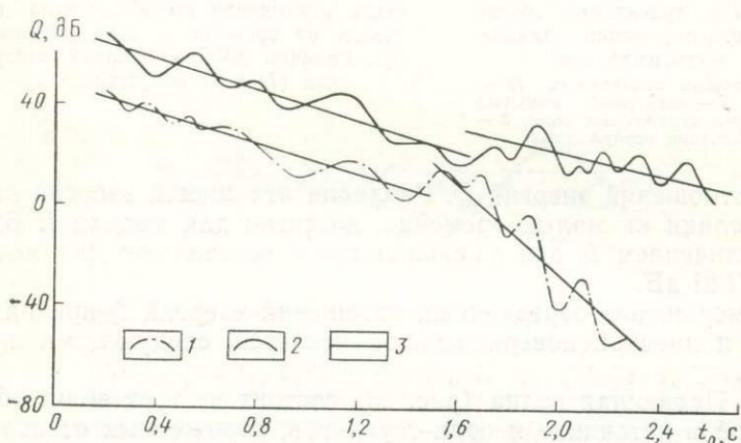


Рис. 35. Графики зависимости отношения энергий однократных и многократных волн от времени t_0 для разных моделей
Модели: 1— $Ib+Va$; 2— $II+IVb$; 3 — средняя линия

слабой акустической дифференциацией, а в нижней части толщи со средней или сильной акустической дифференциацией. Графики отношений энергий однократных и многократных волн для моделей $Ib+Va$ и $II+IVb$ в зависимости от времени приведены на рис. 35. Осредненное отношение энергий \bar{Q} для модели $Ib+Va$ на временах $t_0=1,4 \div 2,2$ с уменьшается с 18 дБ для $t_0=1,4 \div 1,5$ с до —45 дБ при $t_0=2,2$ с. Следовательно, толща со слабой акустической дифференциацией типа модели Ib мощно-

стью 2,1 км, покрывающая среду с сильной акустической дифференциацией $\sigma K = 0,12$, приводит к уменьшению $\bar{Q}(t_0)$ в последней в среднем на 10 дБ по сравнению со средой, где нет покрывающей толщи.

Осредненное отношение энергий $\bar{Q}(t_0)$ для модели $II + IV_b$ на временах $t_0 = 1,6 \div 2,5$ с уменьшается в пределах 24—12 дБ. Следовательно, толща со слабой акустической дифференциацией типа модели II мощностью 2,1 км, покрывающая среду со средней акустической дифференциацией, приводит к уменьшению $\bar{Q}(t_0)$ в последней на 8—10 дБ по сравнению со случаем отсутствия покрывающей толщи.

Отношение энергий суммарных волн в подстилающей толще и кратных волн, образованных в покрывающей толще

Для многих задач сейсморазведки, например обнаружение аномально-поглощающих зон, оценка погрешностей определения коэффициентов поглощения, важно определить отношение энергии суммарных волн в изучаемой толще и многократных волн, образованных в породах покрывающих изучаемую толщу. Это отношение $Q'(t_0)$ определяет долю полезной информации в ее суммарном потоке, а также достоверность и точность интерпретации.

Для определения отношения энергий $Q'(t_0)$ рассчитано несколько вариантов одной модели. Все они имеют одинаковую мощность и состоят из верхней неоднородной по скорости распространения волн и нижней однородной толщ разной мощности. На рис. 36 показаны три варианта модели I_b . В первом мощность слоистой толщи равна 3 км, во втором — 2,1 км, в третьем — 1,1 км. Расчет сейсмограмм проводился до времени 2,2 с, что соответствует времени прихода волны при положении отражающей границы на глубине 3 км. Такие же варианты рассчитаны и для моделей I_a , IV_b , IV_v и V_a без ЗМС и дневной поверхности, а для модели IV_b с зоной малых скоростей и дневной поверхностью.

На примере модели I_b (см. рис. 36) рассмотрим методику вычисления отношения энергий $Q'(t_0)$. Предварительно из сейсмограммы, рассчитанной для первого варианта (мощность неоднородной толщи 3 км), последовательно вычитались сейсмограммы, вычисленные для следующих вариантов. На полученных разностных сейсмограммах остались в основном однократные и многократные волны, которые образованы на участках разреза с временами прихода однократных волн $t_0 > t_1$, где $t_1 = h/v$ (h — мощность вычитаемой неоднородной толщи). На сейсмограммах, рассчитанных для второго и третьего вариантов на временах $t_0 > t_1$, регистрируются только кратные волны, которые образованы в верхней неоднородной толще, т. е. в толще с вре-

менами прихода однократных волн $t_0 > t_1$. По этим сейсмограммам определена энергия кратных волн, а по сейсмограммам для первого варианта — энергия суммарных волн. Энергии вычислялись в скользящем окне длиной 200 мс.

На рис. 37 представлена зависимость $Q'(t_0)$ для моделей Ia , Ib , Va , IVb и IVc при мощностях покрывающей неоднородной толщи 1,1 и 2,1 км. На времени $t_0 = t_1$ отношение энергий \bar{Q}' для

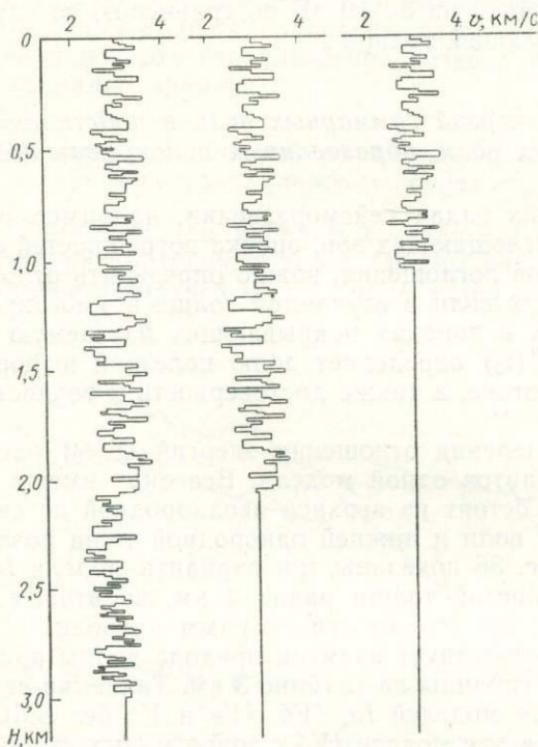


Рис. 36. Варианты модели Ib

каждой из этих моделей равно \bar{Q} (графики $Q(t_0)$ см. на рис. 29—32). Отношение энергий \bar{Q}' при мощностях неоднородных толщ 1,1 и 2,1 км увеличивается со временем для всех моделей. Градиент $\bar{Q}'(t)$ тем больше, чем меньше акустическая дифференциация среды и мощность покрывающей неоднородной толщи.

В средах со слабой и средней акустической дифференциацией отношение энергий суммарных и кратных волн \bar{Q}' для неоднородных толщ мощностью 1,1 и 2,1 км больше единицы на всех временах. При высокой акустической дифференциации значе-

ние \bar{Q}' для неоднородной толщи мощностью 1,1 км больше единицы на всех временах, а мощностью 2,1 км — меньше единицы до времени 1,6 с, соответствующего глубине залегания границ ~ 4 км.

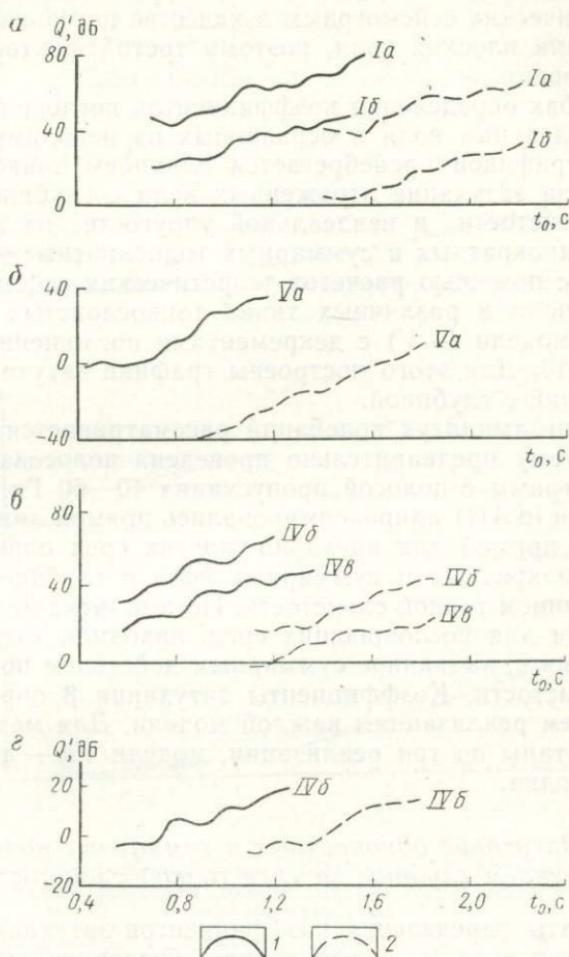


Рис. 37. Графики зависимости отношения энергий Q' от времени t_0 для различных моделей

Мощность покрывающей толщи: 1 — 1,1 км; 2 — 2,1 км; α — ω — ЗМС и дневная поверхность отсутствуют; γ — имеются ЗМС и дневная поверхность

В случае зоны малых скоростей и дневной поверхности Q' резко уменьшается (см. рис. 37, γ). Например, для модели $IV\delta$ отношения энергий $\bar{Q}'(t_0)$ при наличии и отсутствии ЗМС и дневной поверхности различаются в среднем на 30 дБ.

§ 3. Затухание отраженных волн с увеличением глубины

Затухание отраженных волн с глубиной, как известно, определяется влиянием следующих факторов: неидеальной упругостью, неоднородностью (слоистостью), т. е. действием коэффициентов прохождения и расхождением фронта волны. При расчете теоретических сейсмограмм в качестве источника принимается источник плоских волн, поэтому третий фактор исключен из рассмотрения.

В способах определения коэффициентов поглощения по амплитудам отдельных волн и основанных на использовании амплитудных графиков пренебрегается влиянием тонкой слоистости среды на затухание отраженных волн с глубиной. Оценим влияние слоистости и неидеальной упругости на затухание с глубиной однократных и суммарных (однократные + многократные) волн с помощью расчетов теоретических сейсмограмм отраженных волн в различных типах тонкослоистых поглощающих сред (модели I—V) с декрементами поглощения, равными 0; 0,04 и 0,13. Для этого построены графики затухания амплитуд колебаний с глубиной.

Затухание амплитуд колебаний рассматривается на частоте 50 Гц, поэтому предварительно проведена полосовая фильтрация сейсмограмм с полосой пропускания 40—60 Гц. Амплитудные графики $\ln A(t)$ аппроксимировались прямой линией. По наклону этой прямой для идеально-упругих сред определяли затухание однократных и суммарных волн с глубиной, обусловленное влиянием тонкой слоистости. По амплитудным графикам, построенным для поглощающих сред, находили затухание сейсмических волн, вызванное суммарным действием поглощения и тонкой слоистости. Коэффициенты затухания β определены по одной — трем реализациям каждой модели. Для моделей Ia, Ib и II рассчитаны по три реализации, модели Va — две, для модели Vb — одна.

Затухание однократных и суммарных волн с увеличением глубины за счет тонкой слоистости среды

Результаты определения коэффициентов затухания для идеально-упругих сред, т. е. затухания, обусловленного влиянием тонкой слоистости, в зависимости от среднеквадратического отклонения коэффициентов отражения σK показано на рис. 38, а. Затухание однократных волн с глубиной увеличивается с ростом акустической дифференциации среды от модели Ia к модели Vb. В средах с очень слабой акустической дифференциацией затухание однократных волн, обусловленное влиянием тонкой слоистости, практически отсутствует. При слабой акустической дифференциации среды ($\sigma K \leq 0,05$) $\beta = (0,3 \div 0,8) \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$, в случае средней акустической дифференциации ($0,05 < \sigma K < 0,1$)

$\beta = (0,8 \div 3,5) \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$, а высокой и очень высокой ($0,12 < \sigma K < 0,24$) — резко увеличивается и составляет $(5,5 \div 12) \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$.

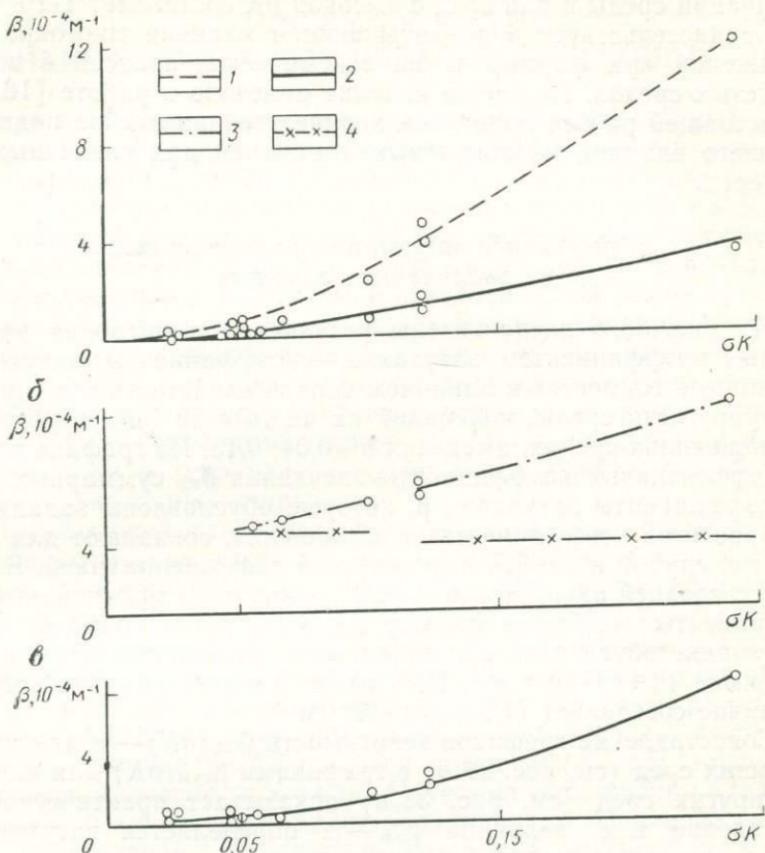


Рис. 38. Зависимость коэффициентов затухания β однократных и суммарных волн, обусловленных влиянием тонкой слоистости, от акустической дифференциации среды σK

a — идеально-упругие среды: 1 — $\beta(\sigma K)$ (однократные волны), 2 — $\beta_{\text{сум}}(\sigma K)$ (суммарные волны); *б* — поглощающие среды; 3 — $\beta_{\text{зф}}(\sigma K)$ (суммарные волны); 4 — коэффициенты затухания, обусловленные заданными при расчетах коэффициентами поглощения α ; *в* — разность коэффициентов затухания — эффективных и обусловленных влиянием заданных при расчетах α

Затухание суммарных волн также возрастает с увеличением акустической дифференциации сред от модели Ia к модели Vb. В средах с очень слабой акустической дифференциацией затухание суммарных волн, обусловленное влиянием тонкой слоистости, практически отсутствует. В средах со средней акустиче-

ской дифференциацией $\beta = (0 \div 1) \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$, с высокой и очень высокой — $\beta = (1,5 \div 4,7) \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$.

Затухание суммарных волн меньше, чем однократных. Различие затуханий возрастает с увеличением акустической дифференциации среды и для сред с высокой σK составляет $4 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$. Это свидетельствует о подпитывающем влиянии многократных отражений при формировании сейсмических записей в тонкотонистых средах. Подобное явление отмечено в работе [187], а в настоящей работе приведена количественная оценка подпитывающего влияния многократных отражений для различных типов сред.

Эффективное затухание суммарных волн с увеличением глубины

На рис. 38, б представлены результаты вычисления эффективных коэффициентов затухания — коэффициенты затухания, вызванные совместным влиянием тонкой слоистости и неидеальной упругости среды, колебаний на частоте 50 Гц с глубиной в поглощающих средах, имеющих $\delta = 0,04; 0,13$. Из графика видно, что эффективные коэффициенты затухания $\beta_{\text{эф}}$ суммарных волн и коэффициенты затухания β , которые обусловлены заданными при расчетах коэффициентами поглощения, совпадают для сред с очень слабой и слабой акустической дифференциацией. В средах со средней акустической дифференциацией эффективные коэффициенты затухания суммарных волн выше коэффициентов затухания, обусловленных заданными коэффициентами поглощения на $(0 \div 1) \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$. При высокой и очень высокой σK это различие составляет $(1,5 \div 4,5) \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$.

Сопоставление графиков зависимости $\beta_{\text{эф}}(\sigma K) - \alpha$ для поглощающих сред (см. рис. 38, в) с графиками $\beta_{\text{сум}}(\sigma K)$ для идеально-упругих сред (см. рис. 38, а) показывает практическое их совпадение, т. е. величина $\beta_{\text{эф}} - \alpha$ определяется затуханием, обусловленным влиянием тонкой слоистости.

Полученные результаты показывают, что в поглощающих средах с декрементом поглощения $\delta = 0,04$ при слабой и очень слабой акустической дифференциации затухание волн с глубиной за счет тонкой слоистости не превосходит 7% от значения эффективного затухания отраженных волн. При большей акустической дифференциации среды ($\sigma K \leq 0,12$) затухание волн с глубиной, обусловленное тонкой слоистостью, возрастает до 10—30% от величины эффективного затухания. Для сред с очень высокой акустической дифференциацией затухание волн с глубиной за счет тонкой слоистости и неидеальной упругости становится соизмеримыми, поэтому коэффициенты затухания, определенные по амплитудным графикам $\ln A(t)$ в таких средах могут существенно отличаться от истинных коэффициентов поглощения в среде.

Глава VII

ПОГРЕШНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ПОГЛОЩЕНИЯ РАЗНЫМИ СПОСОБАМИ И ВОЗМОЖНОСТИ ОБНАРУЖЕНИЯ АНОМАЛЬНО-ПОГЛОЩАЮЩИХ ЗОН

При изучении вещественного состава пород и прямых поисках нефти и газа с использованием поглощения сейсмических волн необходимо, чтобы погрешности определения коэффициентов поглощения были меньше различий в величинах α для разных толщ. Чем меньше погрешности определения коэффициентов поглощения и больше различие в значениях α в залежах нефти и газа или в исследуемой литологической разности и вмещающих породах, тем надежнее применение сейсморазведки для решения поставленной задачи. Следовательно, чтобы оценить возможности использования поглощения сейсмических волн при изучении вещественного состава отложений и прямых поисках нефти и газа необходимо изучить погрешности определения коэффициентов и декрементов поглощения разными способами в средах с различным строением.

В настоящей главе исследуются указанные погрешности и оцениваются параметры аномально-поглощающих зон, которые можно обнаружить по величинам коэффициентов поглощения существующими способами в различных средах. Использованы результаты определения отношений энергий однократных и многократных волн, полученные в главе VI, и проведено опробование способов определения поглощения на теоретических сейсмограммах. Основное внимание уделено исследованию погрешностей определения коэффициентов поглощения, обусловленных влиянием многократных волн. Методика нахождения этих погрешностей может быть использована и при оценке погрешностей определения поглощения, вызванных другими помехами (случайные шумы, поверхностные волны и т. п.).

§ 1. Погрешности определения коэффициентов поглощения по амплитудам и спектрам отдельных волн

В способах определения коэффициентов поглощения по амплитудам и спектрам отдельных волн предполагается, что отражение происходит от толстых однородных слоев. Реальные среды являются тонкослоистыми, поэтому амплитуды и спектры волн искажены интерференцией с многократными волнами и однократными, отраженными от тонких слоев вблизи с границами толстых слоев. Искажения амплитуд и спектров волн, по которым находятся коэффициенты поглощения вызывают погрешности

$$\Delta \alpha = \frac{\ln \frac{A_1 + \Delta A}{A_1}}{h}, \quad (\text{VII.1})$$

где $\Delta A = A_2 + A_1' + A_c$ — суммарная погрешность определения амплитуд частотных составляющих волн, отраженных от границ толстых слоев; A_2, A_1' — амплитуды соответственно многократных и однократных волн, отраженных от тонких слоев и приходящих на время вступления волн с амплитудой A_1 ; A_c — амплитуда случайных шумов; A_1 — амплитуды частотных составляющих волн, отраженных от подошвы и кровли толстых однородных слоев, в предположении, что скорость распространения волн в этих слоях постоянна и равна пластовой; h — мощность слоя, в котором определяется поглощение.

Рассмотрим раздельно влияние разных однократных и многократных волн на результаты определения поглощения.

Амплитуды однократных волн, отраженных от тонких слоев, пропорциональны среднеквадратическому отклонению коэффициентов отражения в разрезе и зависят от амплитуды исходного импульса, а также частотной характеристики среды

$$A'_1 = p\sigma K A_0 D(t),$$

где A_0 — амплитуда импульса; $D(t)$ член, учитывающий влияние коэффициентов поглощения, прохождения и расходления фронтов волн; p — коэффициент, зависящий от частотной характеристики среды.

Амплитуды однократных волн, используемые при вычислении коэффициентов поглощения, определяются по формуле

$$A_1 = K A_0 D(t).$$

Коэффициенты отражения K от подошвы или кровли толстых слоев в предположении, что эти слои однородны,

$$K = \frac{v_2 \rho_2 - v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2 + v_1 \rho_1}.$$

Здесь v_2, v_1 — скорости в толстых слоях подстилающем и покрывающем границы.

Погрешности определения коэффициентов поглощения, вызванные интерференцией волн амплитудой A_1 с разными однократными волнами, отраженными от тонких слоев, можно определить по формуле (VII.1), подставляя в нее выражения для A'_1 и A_1

$$\Delta \alpha_{\text{одн}} = \frac{\ln \left(\frac{KA_0 D(t) + p\sigma K A_0 D(t)}{KA_0 D(t)} \right)}{h} = \frac{\ln \left(1 + \frac{p\sigma K}{K} \right)}{h}. \quad (\text{VII.2})$$

Из формулы (VII.2) видно, что погрешности определения коэффициентов поглощения, возрастают с увеличением акустической дифференциации среды, с уменьшением коэффициентов

отражения K от границ толстых слоев и мощности слоя, в котором определяется поглощение. Они не зависят от глубины отражающей границы.

Путем использования оценок отношений энергий \bar{Q} однократных и многократных волн, полученных в главе VI, можно вычислить погрешности определения коэффициентов поглощения, вызванные влиянием многократных волн. Для этого необходимо определить отношение амплитуд волн A_2/A_1 . Учитывая выражения

$$\frac{A_2}{A'_1} = \sqrt{\bar{Q}^{-1}}; \quad \frac{A'_1}{A_1} = \frac{p\sigma K}{K},$$

получим:

$$\frac{A_2}{A_1} = (\bar{Q})^{-1/2} \frac{p\sigma K}{K}.$$

Если подставить последнее соотношение в формулу (VII.1), то формула для погрешности определения коэффициентов поглощения, обусловленной влиянием многократных волн, будет иметь вид:

$$\Delta\alpha_{kp} = \frac{\ln \left(1 + \frac{[\bar{Q}(H)]^{-1/2} p\sigma K}{K} \right)}{h}. \quad (VII.3)$$

Отсюда видно, что погрешности определения коэффициента поглощения зависят от отношения энергий однократных и многократных волн, и следовательно, от параметров среды σK , K , H , $\text{grad } \bar{v}(H)$, $\text{grad } \delta(H)$, и др. Они увеличиваются с повышением акустической дифференциации среды σK , глубины отражающей границы H , градиента декремента поглощения с глубиной и с уменьшением коэффициентов отражения от границ толстых слоев K и градиента скорости с глубиной.

Погрешности определения коэффициентов поглощения, вызванные влиянием случайных помех, можно оценить также, используя формулу (VII.1) и подставляя в нее вместо ΔA амплитуду волны-помехи.

Из формулы (VII.1) видно, что погрешность определения коэффициентов поглощения $\Delta\alpha$ обратно пропорциональна мощности слоя, в котором определяется поглощение. При опробовании на теоретических сейсмограммах способов определения поглощения по амплитудам и спектрам отдельных волн оценены погрешности определения параметра m , равного произведению αh , а $\Delta m = \ln \left(1 - \frac{\Delta A}{A_1} \right)$; параметр m не зависит от мощности слоев.

Для определения параметра Δm рассчитаны амплитуды и спектры однократных волн, отраженных от подошвы и кровли толстых однородных слоев. Принято, что для этих слоев пластовые скорости, коэффициенты поглощения и мощности те же, что и в моделях IVa—IVb. Амплитуды и спектры этих волн сравни-

вались этими же параметрами соответствующих волн на сейсмограммах суммарных, однократных и многократных волн, рассчитанных для моделей IVa—IVb. Погрешности Δm , которые обусловлены влиянием однократных и многократных волн, отраженных от тонких слоев, соответственно определены по формулам

$$\Delta m_1 = \ln \left(1 + \frac{A - A_1}{A_1} \right); \quad (VII.4)$$

$$\Delta m_2 = \ln \left(1 + \frac{A_2}{A_1} \right),$$

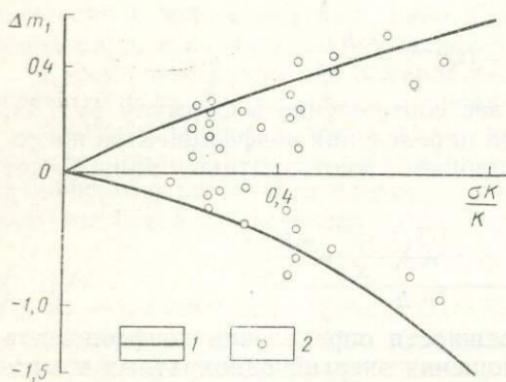


Рис. 39. Графики зависимости погрешности определения параметра поглощения Δm_1 , обусловленной интерференцией разных однократных волн, от отношения $\sigma K / K$

1 — расчеты по формуле (VII.2) по амплитудам и спектрам отдельных однократных волн; 2 — расчеты по сейсмограммам однократных волн для моделей IVa—IVb

но приближенно оценить погрешность, обусловленную интерференцией разных однократных волн.

На рис. 40 показаны графики зависимости Δm_2 от времени, рассчитанные по формуле (VII.3) при коэффициентах отражения от кровли и подошвы толстых слоев $K=0,2$; параметром кривых является среднеквадратическое отклонение коэффициентов отражения в среде. При построении графиков использовались осредненные отношения энергий однократных и многократных волн, вычисленные для тонкослоистых моделей сред со случайной структурой. Приведены также значения Δm_2 , которые определены по сейсмограммам многократных волн, рассчитанных для моделей IVa—IVb, в зависимости от времени. Погрешности, полученные для моделей IVa—IVb, согласуются с графиками, которые построены на основании формулы (VII.3). Следовательно, эту формулу можно использовать при оценке

где A — амплитуды однократных волн, отраженных от границ толстых слоев, для моделей IVa—IVb. На рис. 39 представлен график зависимости погрешности определения параметра Δm_1 от отношения $\sigma K / K$ среднеквадратического отклонения коэффициентов отражения в среде к коэффициентам отражения от границ толстых слоев. Погрешности определения параметра Δm_1 , полученные для моделей IVa—IVb, хорошо согласуются с графиком, рассчитанным по формуле (VII.2). Следовательно, по формуле (VII.2) мож-

погрешностей определения параметра m , обусловленных влиянием многократных волн, в средах с различной акустической дифференциацией.

Из графиков рис. 39 и 40 следует, что в средах со слабой и очень слабой акустической дифференциацией суммарная погрешность нахождения параметра m , т. е. ошибка, обусловленная действием многократных и однократных волн, которые отражены от тонких слоев, определяется однократными волнами.

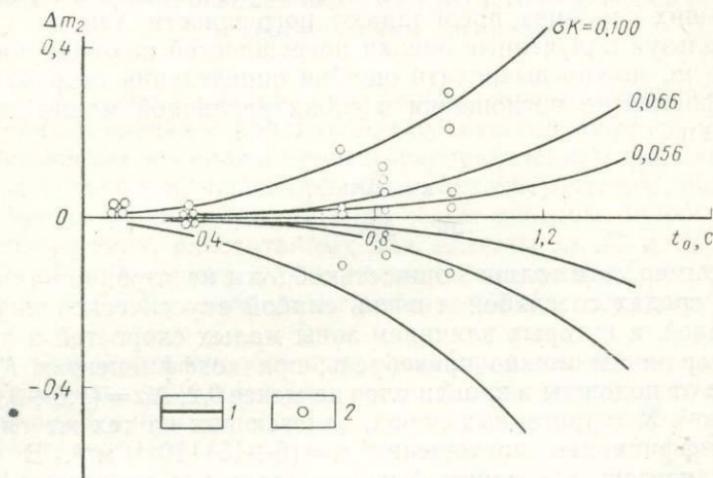


Рис. 40. Графики зависимости погрешности определения параметра поглощения Δm_2 , обусловленной интерференцией однократных волн с многократными, от времени t_0

1 — теоретические кривые, рассчитанные [по формуле (VII.3)]; 2 — значения Δm_2 , определенные по сейсмограммам многократных волн, рассчитанных для моделей IVa—IVe

В случае сред со средней акустической дифференциацией Δm до глубин 1,0—1,5 км определяется однократными волнами, отраженными от тонких слоев. На глубинах около 2 км влияние однократных и многократных волн на суммарную погрешность определения параметра m сопоставимо, а на глубинах больше 2 км преобладают погрешности Δm_2 , вызванные кратными волнами. В средах с высокой акустической дифференциацией уже на глубинах 0,5—1,0 км Δm определяются многократными волнами.

Полученные оценки погрешностей определения параметра m , обусловленные влиянием многократных волн, относятся к средам без зоны малых скоростей и дневной поверхности, так как для вычисления использовались осредненные отношения энергий однократных и многократных волн для моделей без ЗМС и дневной поверхности. При наличии зоны малых скоростей и дневной поверхности погрешности определения параметра m резко возрастают особенно на малых временах. В средах со

слабой и очень слабой акустической дифференциацией в этом случае отношение энергий однократных и многократных волн близко к единице, поэтому суммарная погрешность Δt будет в одинаковой степени определяться погрешностями Δt_1 и Δt_2 . В таких средах Δt_2 можно найти по графику зависимости $\Delta t_1(\sigma K/K)$ (см. рис. 39). В средах со средней акустической дифференциацией, имеющих ЗМС и дневную поверхность, погрешности Δt_1 и Δt_2 , обусловленные влиянием соответственно однократных и многократных волн, на глубинах до 1 км близки, на больших глубинах преобладают погрешности Δt_2 .

Используя полученные оценки погрешностей нахождения параметра t , можно вычислить ошибки определения декрементов и коэффициентов поглощения в слоях различной мощности по формулам

$$\Delta\alpha = \Delta t/h;$$

$$\Delta\delta = \Delta t/\Delta t f.$$

Например, для толщи мощностью 0,5 км на глубине не более 2 км, в средах со слабой и очень слабой акустической дифференциацией, в которых влиянием зоны малых скоростей и дневной поверхности можно пренебречь, при коэффициентах K отражения от подошвы и кровли слоя не менее 0,2, $\Delta\alpha = (1,5 \div 3,0) \times 10^{-4} \text{ м}^{-1}$. У терригенных пород, залегающих на тех же глубинах, коэффициенты поглощения $\alpha = (6 \div 15) \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$. В этих породах поглощение может быть определено с точностью 20—50%. В средах со средней акустической дифференциацией при тех же условиях ($h=0,5$ км, $H=2$ км, $K=0,2$), погрешности определения коэффициентов поглощения составляют $(4,5 \div 9,0) \times 10^{-4} \text{ м}^{-1}$, следовательно, в терригенных породах коэффициенты поглощения сейсмических волн могут быть рассчитаны с точностью 40—80%.

В средах со слабой и очень слабой акустической дифференциацией при наличии зоны малых скоростей и дневной поверхности погрешности определения $\Delta\alpha$ в 2—3 раза выше погрешностей нахождения коэффициента поглощения в тех же средах, но без ЗМС и дневной поверхности, а в средах со средней акустической дифференциацией — в 2—4 раза больше. Следовательно, при определении коэффициентов поглощения по амплитудам и спектрам отдельных волн в слоях мощностью до 0,5 км погрешности достигают 100% и более.

В результате проведенных исследований погрешностей определения параметров t и декрементов δ поглощения установлено, что способы, использующие амплитуды и спектры отдельных волн можно применять для решения литологических задач в средах со слабой и очень слабой акустической дифференциацией при следующих условиях: наличие резких границ с $K > 0,2$, отсутствие ЗМС, изменение литологического состава пород при-

водит к изменению пластовых коэффициентов поглощения на 50% и более. Следует заметить, что в наземной сейсморазведке и разведке на шельфах морей за счет влияния ЗМС и водной толщи для применения этих способов необходимо, чтобы изменение литологии пород вызывало изменение пластовых коэффициентов поглощения на 200—300% и более.

§ 2. Погрешности определения коэффициентов поглощения способами, основанными на статистическом подходе к сейсмическим сигналам

Здесь оценены возможности определения коэффициентов поглощения в средах с различной акустической дифференциацией, равномерным и неравномерным распределением границ тонких слоев способами, основанными на статистическом подходе к сейсмическим сигналам. С этой целью способы опробованы на сейсмограммах, рассчитанных для моделей *Ia*, *Ib* и *Va*, в которых границы тонких слоев распределены равномерно, и моделей *Ib+Va* с неравномерным распределением отражающих границ.

В результате опробования способов дана оценка погрешностей определения коэффициентов и декрементов поглощения, вызванных влиянием многократных волн, параметров распределения границ тонких слоев (число границ в единицу времени *p*, среднеквадратическое отклонение коэффициентов отражения в разрезе) и длиной исследуемого интервала сейсмограмм. Рассмотрены возможности определения поглощения при осреднении спектров автокорреляционных функций, графиков зависимости амплитуд и энергий колебаний от времени по двум — шести трассам, рассчитанным для одной модели. Проведены исследования способов с целью выбора параметров вычисления спектров, энергии колебаний и фильтрации сейсмограмм.

Для этого способы определения поглощения, основанные на статистическом подходе к сейсмическим сигналам, опробованы на участках сейсмограмм одинаковой длины, которые рассчитаны для шести реализаций модели *I*. Опробование проводилось при различных параметрах фильтрации, вычисления спектров и энергий колебаний. Те параметры, при которых получено наименьшее отклонение декрементов и коэффициентов поглощения от заданных, принимались как оптимальные.

При выборе оптимальной полосы спектров мощности в способе 5 [121, 122] (см. § 2 главы IV) исследования проводились в полосе частот 10—80 Гц, в качестве оптимальной принята полоса 15—60 Гц. Для нового способа, предложенного В. Н. Патрикеевым, в качестве оптимальных взяты фильтры с полосой пропускания 15—25, 30—40 и 50—60 Гц, а для верхних частей разреза (до 0,5 с) — 60—70 Гц. Энергии колебаний вычислялись

в интервале времени 0,02—0,05 с, расстояние между центрами временных интервалов составляло 0,002—0,02 с. В качестве оптимальных был принят интервал времен, в котором вычислялась энергия колебаний, длиной 25 мс, а расстояние между центрами интервалов — 0,01 с. При определении поглощения способом 3 [42] (см. § 2 главы IV) проводилась узкополосная фильтрация сейсмограмм с полосой пропускания фильтров 40—60 Гц.

Среды с равномерным распределением отражающих границ во времени

На сейсмограммах, рассчитанных для шести реализаций моделей *Ia* и *Ib*, изучали погрешности определения поглощения, вызванные ограниченной длиной исследуемых интервалов сейсмограмм. С этой целью выбраны произвольные участки сейсмограмм заданной длины и по ним вычислены декременты и коэффициенты поглощения способами, которые основаны на статистическом подходе к сейсмическим сигналам. Длина участков сейсмограмм изменялась в пределах 0,3—1,2 с.

На рис. 41, *a* представлены графики относительного отклонения декрементов и коэффициентов поглощения от заданных при расчетах в зависимости от длины исследуемого интервала сейсмограмм суммарных волн. Из графиков видно, что погрешности определения поглощения растут с уменьшением интервала сейсмограмм и достигают 70 и 50% при $\Delta T = 0,3$ с для способов Епинатьевой и Патрикеева и 105% для способа Рапопорта [121, 122]. Погрешности определения декрементов и коэффициентов поглощения способами Епинатьевой и Патрикеева близки, а способом Рапопорта в 1,5—2,5 раза выше. Это объясняется тем, что в способе Рапопорта для исключения условий возбуждения и приема колебаний в пределах интервала сейсмограммы выбирается два участка. В двух же других способах с целью определения поглощения используется один участок сейсмограммы, так как затухание амплитуд и энергий колебаний со временем не зависит от условий возбуждения и приема. Среднеквадратические отклонения декрементов и коэффициентов поглощения, найденные по сейсмограммам однократных и суммарных волн каждым из способов, близки между собой.

На рис. 41, *b* представлены графики относительного отклонения декрементов и коэффициентов поглощения, определенных путем осреднения графиков затухания амплитуд $A(t)$, энергий частотных составляющих колебаний $E_\omega(t)$ и спектров автокорреляционных функций $S^2(\omega)$, от заданных при расчетах в зависимости от длины исследуемого интервала сейсмограмм. Погрешности определения декрементов и коэффициентов поглощения при одной и той же длине интервала сейсмограмм в 1,5—2 раза меньше погрешностей нахождения δ и α по одной трассе.

Это значит, что при случайном распределении границ тонких слоев по площади осреднение указанных графиков и спектров по многим трассам приводит к уменьшению погрешностей определения поглощения. Это позволяет уменьшить интервалы сейсмограмм, и следовательно, повысить разрешающую способность рассматриваемых способов.

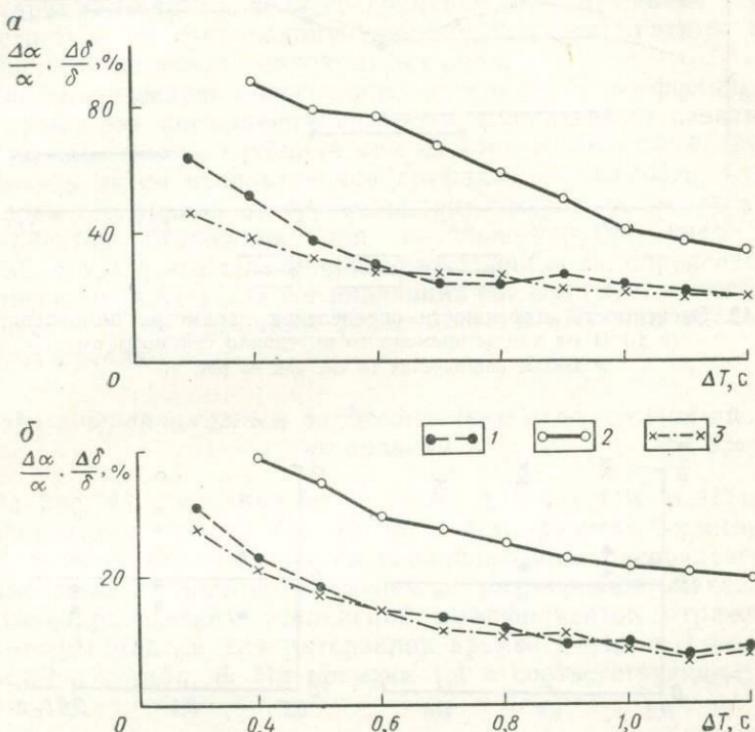


Рис. 41. Зависимость относительной погрешности определения коэффициентов и декрементов поглощения от длины временного интервала сейсмограмм (модели 1а, 1б)

а — по одиночной трассе (без осреднения); б — при осреднении амплитуд, энергий колебаний и спектров мощности по шести трассам сейсмограмм; 1 — способ Епинатьевой [42]; 2 — способ Рапопорта [121, 123]; 3 — способ Патрикеева [110]

Представляет интерес оценить оптимальную длину временного интервала сейсмограмм $\Delta T_{\text{опт}}$, при которой погрешность определения параметра поглощения t разными способами будет минимальной. Как видно из рис. 42, оптимальная длина интервала сейсмограмм $\Delta T_{\text{опт}}$ составляет для способов Епинатьевой, Рапопорта и Патрикеева соответственно 0,6—0,8; 0,9—1,1 и 0,3—0,7 с.

На рис. 43, а представлены результаты определения коэффициентов поглощения по сейсмограммам однократных волн, рас-

считанных для модели Va (значения α приведены для частоты 50 Гц). Отклонение коэффициентов поглощения, вычисленные способом Патрикеева, от заданных составляет в среднем 25%, способом Рапопорта — 45%, способом Епинатьевой —

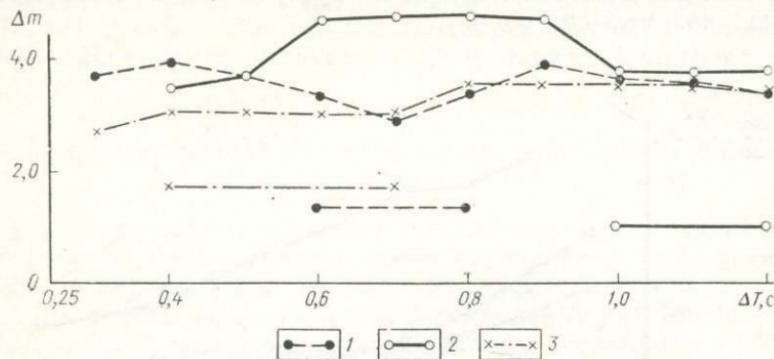


Рис. 42. Зависимость погрешности определения параметра поглощения Δt (в 10^{-1}) от длины временного интервала сейсмограмм

Условные обозначения те же, как на рис. 41

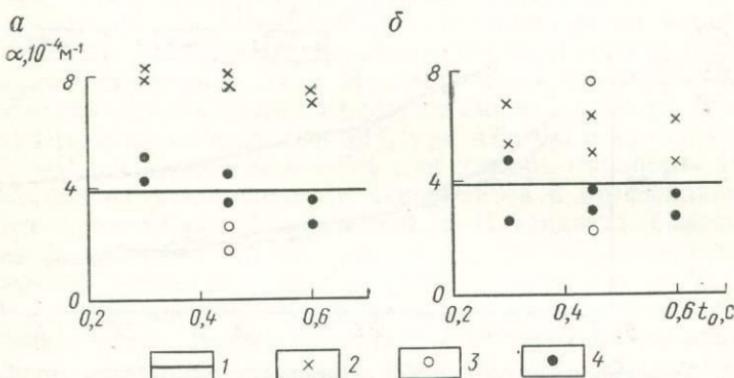


Рис. 43. Результаты определения коэффициентов поглощения по сейсмограммам однократных волн (а), суммарных волн (б) для модели Va
1 — заданные при расчетах; определенные: 2 — способом Епинатьевой, 3 — способом Рапопорта, 4 — способом Патрикеева

100%. В последнем случае отклонение выше, чем для способов Рапопорта и Патрикеева, что объясняется пренебрежением влияния коэффициентов прохождения. Поэтому величины коэффициентов поглощения завышены на величину $\Delta\alpha = \beta$, где β — затухание однократных волн с глубиной за счет тонкой слоистости.

На рис. 43, б представлены результаты определения коэффициентов поглощения по сейсмограммам суммарных волн, рассчитанным для двух реализаций модели Va . Отклонение коэф-

фициентов поглощения, рассчитанных по отдельным сейсмограммам, от заданных для способов (Рапопорта и Епинатьевой) составляет в среднем 60%, для способа Патрикеева — 25%. Отклонения α , рассчитанных способами Рапопорта и Патрикеева по сейсмограммам однократных волн, от заданных практически те же, что и по сейсмограммам суммарных волн, а способом Епинатьевой — на 40% больше. Это объясняется тем, что затухание суммарных волн со временем, обусловленное тонкой слоистостью, за счет подпитывающего влияния кратных волн меньше, чем затухание однократных волн.

Систематическую погрешность определения коэффициентов и декрементов поглощения способом Епинатьевой, связанную с затуханием волн с глубиной за счет тонкой слоистости, можно исключить путем использования графиков зависимости затухания волн с глубиной от среднеквадратического отклонения коэффициентов отражения для идеально-упругих сред (см. рис. 38, a). Для этого из величин затухания волн, определенных по графикам $\ln A(t)$ для поглощающих сред, следует вычесть затухание волн по графикам зависимости $\beta(\sigma K)$ при идеально-упругих средах.

Среды с неравномерным распределением отражающих границ во времени

На рис. 44 представлены графики $\Delta \ln E_\omega(t)$ и $\ln A(t)$, построенные для модели *I6+Va* по сейсмограммам суммарных волн. Модель характеризуется неравномерным распределением отражающих границ со временем и различными значениями среднеквадратических отклонений коэффициентов отражения. Параметры модели для интервалов времен 0—1,4 и 1,4—2,2 с приведены в табл. 8. На времени 1,4 с соответствующему из-

Таблица 8

Статистические параметры модели *I6+Va*

Параметры	Интервалы времени, с	
	0—1,4	1,4—2,2
σK	0,044	0,120
p , отр/с	93	154
v , км/с	3	5

менению параметров p и σK , на графиках $\ln A(t)$ и $\Delta \ln E_\omega(t)$ происходит разрыв. Амплитуда разрыва определяется изменением в разрезе p и σK и зависит от частоты колебаний. Графи-

ки $\ln A(t)$ и $\Delta \ln E_\omega(t)$ в интервалах времен 0—1,4 и 1,4—2,2 с хорошо аппроксимируются прямыми линиями. Декременты поглощения, определенные в интервале времени 0—1,4 с, отличаются от заданных при расчетах не более, чем на 15%. Отличие декрементов поглощения от заданных в интервале 1,4—2,2 с для способов Епинатьевой — 55%, Патрикеева — 17%.

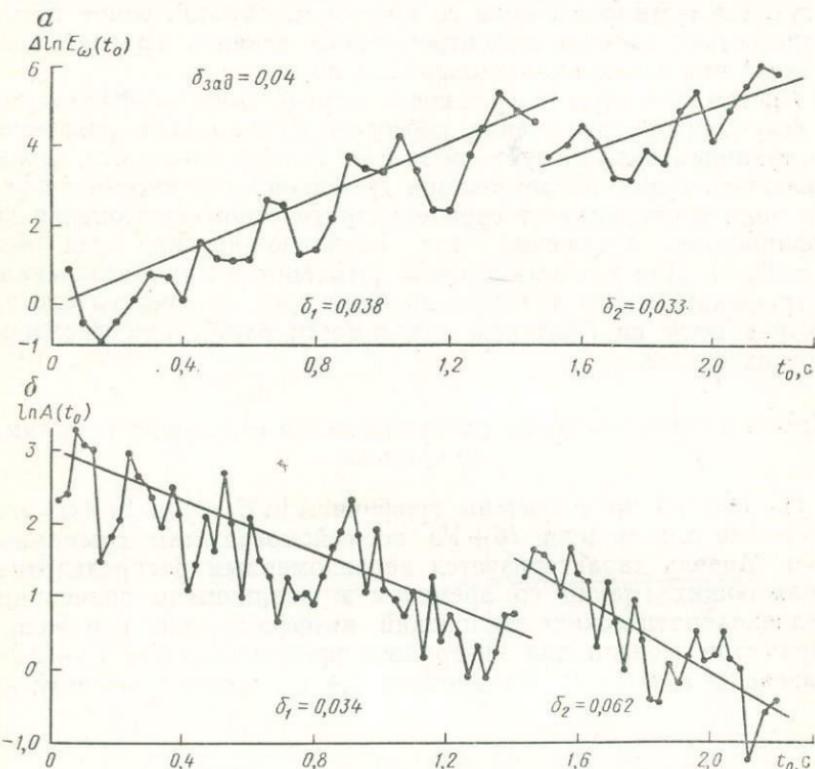


Рис. 44. Графики $\Delta \ln E_\omega(t_0)$ (а) и $\ln A(t_0)$ (б), построенные для модели $I\bar{b} + Va$. и результаты определения декрементов поглощения

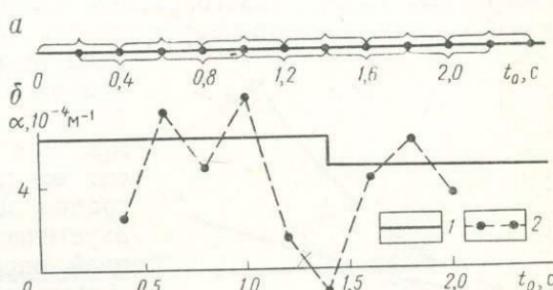
Если же графики $\ln A(t)$ и $\Delta \ln E_\omega(t)$ аппроксимировать прямыми на интервалах времени, в пределах которых происходит изменение параметров p и σK , различие декрементов поглощения, определенных способом Патрикеева, от заданных резко возрастает. Например, для $t_0=0\div2,2$ с $\Delta\delta/\delta=38\%$, а при $t_0=1\div2$ с $\Delta\delta/\delta=100\%$. Следовательно, пренебрежение изменением статистических параметров распределения границ в среде при определении декрементов и коэффициентов поглощения может приводить к существенным погрешностям. Поскольку в способах Епинатьевой и Патрикеева определения поглощения, изменение параметров p и σK обнаруживается по разрывам в ам-

плитудных и разностных графиках, путем нахождения поглощения в интервалах времен, где распределение границ можно считать равномерным (параметры p и σK постоянны), исключается влияние изменения этих параметров на результаты.

Результаты определения коэффициентов поглощения способом Рапопорта, а также схема расположения интервалов сейсмограмм, в которых вычислялись спектры автокорреляционных функций, приведены на рис. 45. Коэффициенты поглощения, определенные на интервале времени 0—1,0 с, отличаются от заданных в среднем на 48%. С увеличением времени различие

Рис. 45. Схема расположения временных интервалов сейсмограмм, в которых определялись спектры автокорреляционных функций (а), и результаты определения коэффициентов поглощения по модели $Ib + Va$ на частоте 50 Гц способом Рапопорта (б)

Значения α : 1 — заданные при расчетах, 2 — определенные способом Рапопорта



возрастает, достигая 120% в интервале 1,0—1,8 с. Это повышение отклонения коэффициентов поглощения, определенных по сейсмограмме, от величин α , которые заданы при расчете, вызвано изменением частотного состава колебаний с изменением параметра p в разрезе. Поэтому при расчете поглощения способом Рапопорта, интервалы сейсмограмм для вычисления спектров мощности следует выбирать таким образом, чтобы в их пределах регистрировались волны, отраженные от участков с одним значением параметра p . Поскольку способом Рапопорта нельзя обнаружить границы изменения параметров распределения отражающих границ, использование его в средах с неравномерным распределением границ, где изменение p вызывает существенное изменение частотного состава волн, приводит к значительным погрешностям определения поглощения.

§ 3. Возможности обнаружения зон аномального поглощения

Для обнаружения аномально-поглощающих зон необходимо, чтобы погрешность определения параметра поглощения t была меньше разности параметров t в аномальной зоне и во вмещающих породах. В настоящем параграфе на основании этого условия и оценок погрешностей определения параметра t способами, которые базируются на детерминированном и статистическом подходе к сейсмическим сигналам (см. § 1, 2 гла-

вы VII), рассчитаны параметры (максимальная глубина залегания, минимальная разность параметров Δt_3 в аномальной зоне и во вмещающих породах) аномальных зон. Эти зоны могут быть обнаружены по поглощению сейсмических волн, определенному разными способами в средах с различной акустической дифференциацией.

Обнаружение зон аномального поглощения по амплитудам и спектрам отдельных волн

Предположим, что на сейсмограммах присутствуют только однократные волны (многократные волны подавлены). Тогда погрешность определения параметра поглощения будет обусловлена интерференцией с однократными волнами, отраженными от тонких слоев, т. е. Δt_1 . Эта погрешность не зависит от глубины отражающих границ и в среде с заданной акустической дифференциацией определяется коэффициентами отражения K от границ толстых слоев, внутри которых находятся аномально-поглощающие зоны. На рис. 46 представлены графики зависимости минимальной разности параметров поглощения Δt_3 в аномальной зоне и во вмещающих породах от среднеквадратического отклонения коэффициентов отражения σK при определении поглощения по сейсмограммам однократных волн способами, использующими амплитуды и спектры отдельных волн

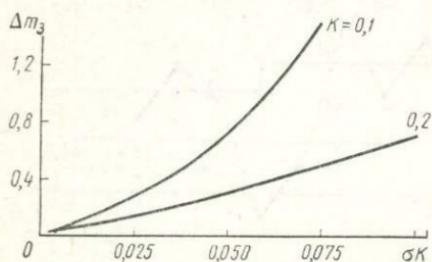


Рис. 46. Графики зависимости минимальной разности параметров поглощения Δt_3 в аномальной зоне и во вмещающих породах от среднеквадратического отклонения коэффициентов отражения σK при определении поглощения по сейсмограммам однократных волн способами, использующими амплитуды и спектры отдельных волн

ющей аномально-поглощающую зону. Они построены на основании оценок погрешностей параметров поглощения Δt_1 , полученных по амплитудам и спектрам волн (см. § 1 главы VII). Из графиков следует, что при коэффициентах отражения $K=0,2$, аномально-поглощающие зоны в средах с очень слабой акустической дифференциацией могут быть выделены при разности $\Delta t_3 > 0,15$, в средах со слабой акустической дифференциацией — в случае $\Delta t_3 > 0,3$, в средах со средней акустической дифференциацией — при $\Delta t_3 > 0,7$.

Если предположить, что декременты поглощения в аномальной зоне на порядок выше, чем во вмещающих породах, а в последних они равны 0,03, то по сейсмограммам однократных волн в средах с очень слабой акустической дифференциацией по величинам δ можно выделить аномальные зоны мощностью более 15—20 м, в средах со слабой акустической дифференциацией —

более 35—40 м, в средах со средней акустической дифференциацией — более 75—80 м. При коэффициентах отражения $K \geq 0,1$ от границ толстых слоев величины Δt_3 и мощности аномально-поглощающих зон, которые могут быть выделены, должны быть в 2 раза и более выше, чем в случае $K \geq 0,2$.

Если многократные волны не подавлены, то погрешность Δt определения параметра поглощения, обусловленная интерференцией однократных и многократных волн, складывается из вели-

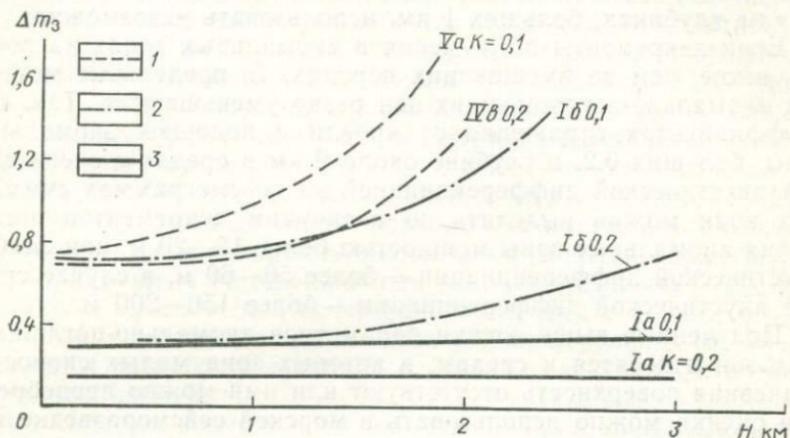


Рис. 47. Зависимость минимальной разности параметра поглощения Δt_3 в аномальной зоне и во вмещающих породах от глубины залегания аномальной зоны при определении поглощения способами, использующими амплитуды и спектры отдельных волн

$$1 - \sigma K \leq 0,1; 2 - \sigma K \leq 0,05; 3 - \sigma K \leq 0,025$$

чин Δt_1 и Δt_2 . На рис. 47 для сред с очень слабой, слабой и средней акустической дифференциацией представлены графики зависимости Δt_3 минимальной разности параметров t в аномальной зоне и во вмещающих породах от глубины залегания, на которой зона может быть выделена по сейсмограммам суммарных волн по амплитудам и спектрам отдельных волн. Для сред с очень слабой акустической дифференциацией до глубины 3 км минимальная разность параметров поглощения Δt_3 в аномальной зоне и вмещающих породах практически та же, что и по сейсмограммам однократных волн: при $K \geq 0,2$ $\Delta t_3 = 0,15$, для $K \geq 0,1$ $\Delta t_3 = 0,3 \div 0,4$. В средах со слабой акустической дифференциацией (см. рис. 47) при выделении аномально-поглощающих зон, залегающих на глубинах около 3 км, Δt_3 по сейсмограммам суммарных волн в 2 раза и более выше, чем по сейсмограммам однократных волн.

При обнаружении аномально-поглощающих зон по сейсмограммам суммарных волн в средах со средней акустической дифференциацией (см. рис. 47) Δt_3 резко возрастает с увели-

чением акустической дифференциации и глубины залегания аномальных зон, и уже на глубинах около 2 км Δt_3 в 2 раза превышает величину, полученную в предположении, что регистрируются только однократные волны. В средах с высокой акустической дифференциацией погрешности Δt_3 , обусловленные влиянием кратных волн, уже на глубинах 0,5 км больше 0,8 и резко возрастают с увеличением глубины. Поэтому способы определения поглощения по амплитудам и спектрам отдельных волн в этих средах для выделения аномально-поглощающих зон, залегающих на глубинах, больших 1 км, использовать невозможно.

Если декременты поглощения в аномальных зонах на порядок выше, чем во вмещающих породах, то предельные мощности аномально-поглощающих зон резко уменьшаются. Так, при коэффициентах отражения от кровли и подошвы аномальной зоны, больших 0,2, и глубине около 2 км в средах с очень слабой акустической дифференциацией на сейсмограммах суммарных волн можно выделить по величинам декрементов поглощения аномальные зоны мощностью более 15—20 м, при слабой акустической дифференциации — более 50—60 м, в случае средней акустической дифференциации — более 150—200 м.

Полученные выше оценки параметров аномально-поглощающих зон относятся к средам, в которых зона малых скоростей и дневная поверхность отсутствуют или ими можно пренебречь. Эти оценки можно использовать в морской сейсморазведке при большой мощности воды для участков разреза, глубина которых удовлетворяет неравенству $h \leq 2\bar{v}t_b = 2H$, где t_b — время пробега волн от поверхности до дна (в воде).

В средах с зоной малых скоростей и дневной поверхностью резко возрастает уровень кратных волн, следовательно, повышаются и погрешности определения поглощения, обусловленные интерференцией однократных и многократных волн. Величина этой погрешности определяется коэффициентами отражения от подошвы ЗМС, коэффициентами поглощения ЗМС и акустической дифференциацией среды. Увеличение погрешностей определения поглощения в этих средах приводит к уменьшению глубин залегания аномальных зон, которые могут быть обнаружены в средах с заданной акустической дифференциацией, и к возрастанию параметра поглощения t в них.

*Обнаружение зон аномального поглощения способами,
основанными на статистическом подходе
к сейсмическим сигналам*

В средах с равномерным распределением отражающих границ, в которых многократными волнами можно пренебречь или они подавлены, аномально-поглощающие зоны могут быть выделены по величинам декрементов поглощения при величинах $\Delta t_3 = 0,3 \div 0,4$. Эти оценки получены на частотах 50 Гц по гра-

фику зависимости погрешности определения параметра t от длины интервалов сейсмограмм, в которых определяется поглощение (см. рис. 42). Если декременты поглощения в аномальной зоне на порядок выше, чем во вмещающих породах, а в последних $\delta=0,03$, то по величинам декрементов поглощения можно выделить аномально-поглощающие зоны мощностью более 30—60 м способами, основанными на статистическом подходе к сейсмическим сигналам.

При осреднении графиков зависимости амплитуд и энергии частотных составляющих колебаний от времени и спектров автокорреляционных функций по многим трассам погрешности определения параметра поглощения t уменьшаются. Следовательно, понизится минимальная мощность аномально-поглощающей зоны, которая может быть обнаружена способами, основанными на статистическом подходе к сейсмическим сигналам.

Следует заметить, что по сравнению со способами, базирующимися на детерминированном подходе к сейсмическим сигналам, где минимальная мощность аномальной зоны, которая может быть обнаружена по однократным волнам, увеличивается с возрастанием акустической дифференциации среды, в способах, основанных на статистическом подходе, минимальная мощность этой зоны остается постоянной в средах с любой акустической дифференциацией.

Рассмотрим возможности обнаружения зон аномального поглощения по сейсмограммам суммарных волн в средах с различной акустической дифференциацией способами, основанными на статистическом подходе к сейсмическим сигналам.

Многократные волны, образованные в покрывающей толще и приходящие на времена вступления суммарных волн, которые прошли аномально-поглощающие зоны, по сравнению с последними имеют более высокочастотный состав. Следовательно, они искажают результаты определения декрементов и коэффициентов поглощения в аномальных зонах в сторону их уменьшения.

Если запись на временах прихода волн от границ аномально-поглощающих зон обусловлена многократными волнами, образованными в покрывающей толще, то значения декрементов и коэффициентов поглощения, определенных в этих зонах по сейсмограммам суммарных волн будут равны или близки к их значениям во вмещающих породах, т. е. аномально-поглощающие зоны не будут обнаружены. Для их выделения необходимо, чтобы разность декрементов и коэффициентов поглощения во вмещающих породах и в аномальных зонах была больше погрешностей определения δ и α в средах с равномерным распределением отражающих границ (см. рис. 41). Это условие должно выполняться и для параметров поглощения t .

Разность Δt_3 параметров поглощения во вмещающих породах и в аномальных зонах, определенных по сейсмограммам суммарных волн, характеризуется отношением энергий суммар-

ных волн, прошедших аномальную зону, и многократных волн, которые образованы в покрывающей аномальную зону толще. Для выделения аномально-поглощающих зон по сейсмограммам суммарных волн кроме первого условия, сформулированного в начале параграфа, необходимо выполнение и второго условия. Оно заключается в следующем: логарифмы отношения энергий суммарных волн, прошедших аномально-поглощающую зону, и многократных волн, которые возникли в покрывающей эту зону толще, в сейсмическом диапазоне частот должны быть больше удвоенной величины погрешности определения параметра поглощения, t , т. е. $\ln \bar{Q}' > 2\Delta t$.

Оценим минимальные значения отношений энергий \bar{Q}' , при которых по сейсмограммам суммарных волн можно выделить зоны аномального поглощения способами, основанными на статистическом подходе к сигналам. Используем для этого результаты расчетов, представленные на рис. 42. Исходя из погрешностей определения параметра поглощения t минимальные значения отношений энергий \bar{Q}'_1 для разных способов изменяются в пределах 7—10 дБ. Сопоставим эти значения \bar{Q}'_1 с величинами \bar{Q}' , полученными в § 2 главы VI для моделей I—V при мощности покрывающей толщи 1,1 и 2,1 км.

В средах с очень слабой, слабой и средней акустической дифференциацией при мощности толщи, покрывающей аномальную зону, равной 1,1 км и меньше, отношение энергий \bar{Q}' значительно выше значения \bar{Q}'_1 , необходимого для обнаружения аномальных зон. Следовательно, в средах со среднеквадратическими отклонениями коэффициентов отражения $\sigma K \leq 0,1$ аномально-поглощающие зоны, которые удовлетворяют первому условию ($\Delta t_3 > \Delta t$) и залегают на глубинах до 1,1 км, могут быть обнаружены по величинам декрементов и коэффициентов поглощения суммарных волн способами, основанными на статистическом подходе к сейсмическим сигналам.

В средах с высокой акустической дифференциацией при той же мощности покрывающей толщи отношение энергий \bar{Q}' на времени t_{01} (t_{01} — время прихода волн, отраженных от кровли аномально-поглощающей зоны) меньше значения \bar{Q}'_1 , которое необходимо для выделения аномальных зон. Неравенство $\ln \bar{Q}'(t_0) > 2\Delta t$ выполняется лишь на времени $t_{01} + \Delta t = 0,7$ с. Следовательно, аномально-поглощающие зоны, залегающие на глубинах 1,1 км, в средах с высокой акустической дифференциацией приводят к повышению декрементов и коэффициентов поглощения, определенных способами, которые основаны на статистическом подходе, только на временах, соответствующих глубинам 1,7 км и более, или аномалии в величинах коэффициентов поглощения смещаются на большие времена.

В средах с очень слабой, слабой и средней акустической дифференциацией, в которых скорость увеличивается с глубиной и $\sigma K \leq 0,1$, при глубине залегания аномально-поглощающей

зоны 2,1 км, отношение энергий выше значений \bar{Q}'_1 , необходимых для обнаружения аномальных зон. Следовательно, в этих средах аномально-поглощающие зоны, которые удовлетворяют первому условию и залегают на глубинах до 2,1 км, могут быть выделены по величинам декрементов и коэффициентов поглощения. Последние определяются по сейсмограммам суммарных волн способами, основанными на статистическом подходе к сейсмическим сигналам.

В средах со слабой акустической дифференциацией ($\sigma K = 0,044$) — модель типа *Iб* и со средней ($\sigma K = 0,1$), в которых скорость увеличивается с глубиной — модель типа *IVв*, при глубинах залегания аномальных зон около 2,1 км значения $\bar{Q}' = \bar{Q}'_1$ достигаются на временах $t_{01} + 0,2$ с. Следовательно, глубины залегания аномально-поглощающих зон в этих средах, определенные по сейсмограммам суммарных волн будут завышены на $\Delta t v / 2$, т. е. для модели *Iб* на 300 м, *IVв* — 400 м.

Рис. 48. Зависимость глубины H'_3 залегания кровли аномально-поглощающей зоны, определенной способами, основанными на статистическом подходе к сейсмическим сигналам, от величины σK .
 1 — среды с постоянной средней скоростью;

На рис. 48 приведена зависимость глубины H'_z , на которой обнаруживается аномально-поглощающая зона по сейсмограммам суммарных волн, способами, основанными на статистическом подходе, от среднеквадратического отклонения коэффициентов отражения в покрывающей толще. Из графиков видно, что при увеличении акустической дифференциации в отложениях, покрывающих зону, увеличивается разница H'_z от H_z . Для сред, в которых скорость увеличивается с глубиной, эта разница меньше, чем в средах с постоянной средней скоростью.

В средах со слабой и очень слабой акустической дифференциацией различие H'_z от H_z не превышает 0,3 км, со средней акустической дифференциацией при мощности покрывающей толщи не более 1,1 км — также до 300 м. Если же мощность покрывающей толщи равна 2,1 км, это различие может достигать 1,5 км.

Когда средняя скорость с возрастанием глубины увеличивается, среднеквадратические отклонения коэффициентов отражения в покрывающей толще равны или меньше 0,1 и мощность последней — до 2,1 км, смещение аномалий в величинах декрементов и коэффициентов поглощения не превышает 400 м.

В средах со слабой и средней акустической дифференциацией при наличии ЗМС и дневной поверхности отношение энергий \bar{Q}' уменьшается и равенство $\bar{Q}' = \bar{Q}'_1$ достигается на време-

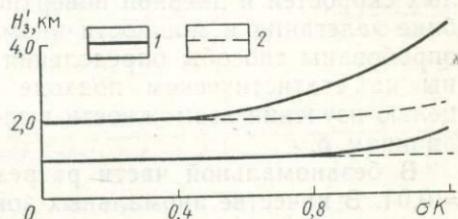


Рис. 48. Зависимость глубины H_3' залегания кровли аномально-поглощающей зоны, определенной способами, основанными на статистическом подходе к сейсмическим сигналам, от величины σK .
 1 — среды с постоянной средней скоростью;
 2 — среды, в которых средняя скорость увеличивается с глубиной

нах $t'_0 > t_{01}$. Для этих сред $\Delta t = t'_0 - t_{01} \approx 0,2 \div 0,3$ с. Следовательно, аномалии в величинах декрементов и коэффициентов поглощения в таких средах при наличии ЗМС и дневной поверхности могут дополнительно смещаться в область больших глубин не более, чем на 200—400 м.

Обнаружение зон аномального поглощения по теоретическим сейсмограммам, рассчитанным для модели II

По сейсмограммам, рассчитанным для модели II с зоной малых скоростей и дневной поверхностью и с различными по глубине залегания и мощности аномально-поглощающими зонами, опробованы способы определения поглощения, которые основаны на статистическом подходе к сейсмическим сигналам, с целью изучения возможности выделения аномальных зон по величинам δ .

В безаномальной части разреза декремент поглощения $\delta = -0,04$. В качестве аномальных зон поглощения (аналогов залежей нефти и газа) приняты пачки слоев мощностью 50—300 м, расположенные на глубинах около 0,5—2,0 км. Декремент поглощения в этих зонах равен 0,12, т. е. в 3 раза больше, чем в остальной части разреза. Параметры аномально-поглощающих зон представлены в табл. 9. Сейсмограммы, соответствующие

Таблица 9

Параметры аномально-поглощающих зон модели II

Номер сейсмограммы	h , м	H кровли зоны, км	Номер сейсмограммы	h , м	H кровли зоны, км
0	—	—	4	50	0,504
1	300	0,504	5	50	1,004
2	300	1,004	6	50	1,510
3	300	1,510	7	50	2,004

Примечания. 1. Значения декрементов поглощения в зоне и в окружающих породах равны соответственно 0,12 и 0,04. 2. Сейсмограмма с номером 0 рассчитана без аномально-поглощающей зоны.

различным глубинам залегания аномальных зон, показаны на рис. 49.

На рис. 50 и 51, а представлены графики $\ln A(t_0)$ и $\Delta \ln E_\omega(t_0)$, построенные по сейсмограммам однократных волн, которые рассчитаны для аномальных зон мощностью 300 м. Из графиков видно, что на временах, соответствующих глубинам залегания аномальных зон, отмечаются повышенное затухание амплитуд и увеличение наклона разностных графиков.

Результаты определения декрементов поглощения по сейсмограммам, рассчитанным с аномально-поглощающими зонами и

без них, приведены в табл. 10. Аномальные зоны мощностью 300 м выделяются всеми способами. Величины декрементов поглощения, определенных по сейсмограммам однократных волн для этих зон, в 1,8—4,5 раз выше средних по разрезу декремен-

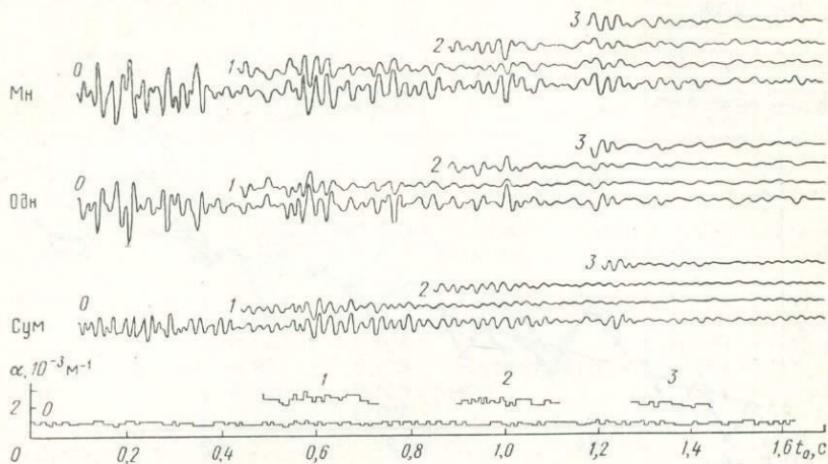


Рис. 49. Сейсмограммы многократных (Мн), однократных (Одн) и суммарных (Сум) волн, рассчитанные для модели II с различными по глубине за- лагания аномально-поглощающими зонами мощностью 300 м

0—3 — номера сейсмограмм; 0 — без аномально-поглощающей зоны; 1—3 — с аномально-поглощающей зоной на глубинах соответственно 0,504; 1,004 и 1,510 км

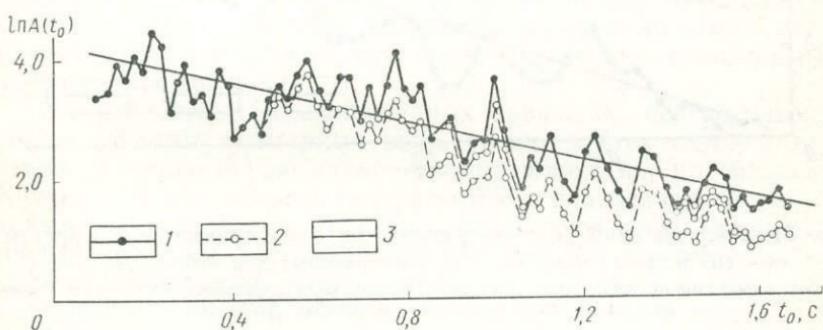


Рис. 50. Графики $\ln A(t_0)$, построенные по сейсмограммам однократных волн, рассчитанные для модели II

1 — без аномально-поглощающих зон; 2 — с аномально-поглощающими зонами мощ- ностью 300 м; 3 — осредненный график $\ln A(t_0)$

тов поглощения при отсутствии аномальных зон. Следует заметить, что наибольшее отклонение декрементов поглощения от заданных при расчетах наблюдается для способов Епинатьевой и Рапопорта. Величины δ по данным всех способов в аномально-поглощающих зонах ниже заданных. Это объясняется тем,

что временная мощность аномальных зон составляет 0,18—0,25 с, а декременты поглощения определялись в интервале 0,3—0,4 с.

Средние по разрезу декременты поглощения при наличии аномально-поглощающих зон мощностью 300 м увеличиваются на 30—40%.

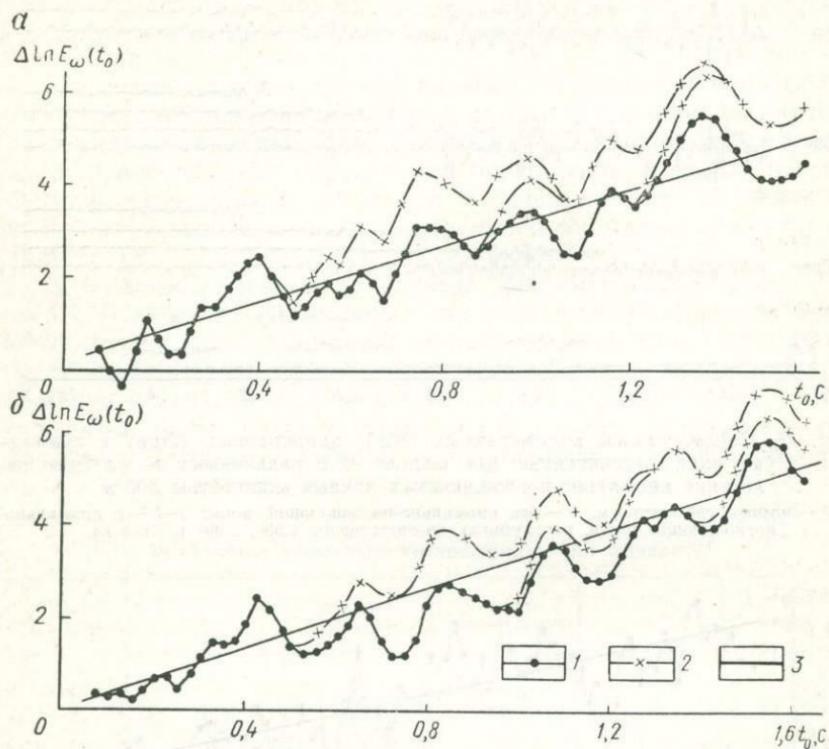


Рис. 51. Графики $\Delta \ln E_\omega(t_0)$, построенные по сейсмограммам однократных (а) и суммарных (б) волн, рассчитанных для модели II
1 — без аномально-поглощающих зон; 2 — с аномально-поглощающими зонами мощностью 300 м; 3 — осредненный график $\Delta \ln E_\omega(t_0)$

Аномально-поглощающие зоны мощностью 50 м практически невозможно выделить ни одним из способов, поскольку погрешности $\Delta\delta$ больше аномалий в величинах декрементов поглощения, обусловленных аномальной зоной.

На рис. 51, б представлены графики $\Delta \ln E_\omega(t_0)$, построенные по сейсмограммам суммарных волн, при мощности аномальной зоны 300 м. Результаты определения декрементов поглощения приведены в табл. 10. Аномально-поглощающие зоны, за-

Таблица 10

**Результаты определения декрементов поглощения
по сейсмограммам однократных и суммарных волн,
рассчитанных для модели II**

Виды волн и способы расчета	δ		Виды волн и способы расчета	δ	
	при нали- чии ано- мально- поглощаю- щей зоны	без ано- мально- поглощаю- щей зоны		при нали- чии ано- мально- поглощаю- щей зоны	без ано- мально- поглощаю- щей зоны
Однократные волны					
Способ Епи- натьевой	0,042	-0,012	Способ Епи- натьевой	0,055	-0,0045
	0,134	0,051		0,100	0,068
	0,120	0,035		0,072	0,041
Способ Рапо- порта	0,054	0,029	Способ Рапо- порта	0,055	0,015
	0,064	0,038		0,060	0,048
	0,065	-0,016		0,058	-0,007
Способ Патри- кеева	0,078	0,033	Способ Патри- кеева	0,089	0,032
	0,088	0,029		0,084	0,026
	0,128	0,035		0,086	0,035

легающие на глубине 0,5 км, надежно выделяются по величинам декрементов поглощения, определенных всеми способами. Величины декрементов поглощения, рассчитанные по сейсмограммам суммарных волн, практически те же, что и по сейсмограммам однократных волн. Аномально-поглощающие зоны, залегающие на глубинах 1 и 1,5 км, также можно обнаружить по сейсмограммам суммарных волн. Но при этом значения декрементов поглощения ниже, чем определенных по сейсмограммам однократных волн.

На разностных и амплитудных графиках, построенных по сейсмограммам суммарных волн, увеличивается глубина залегания и мощность аномально-поглощающих зон по сравнению с теми, которые заданы при расчетах и определены по сейсмограммам однократных волн. Для аномальной зоны, залегающей на глубине 1 км, глубина залегания кровли, определенная способами Епинатьевой и Патрикеева, увеличивается на 80—100 м, а мощность — на 150 м. При глубине аномальной зоны 1,5 км, глубина залегания ее кровли и мощность зоны увеличиваются соответственно на 140 и 300—350 м.

Проведенные исследования возможностей обнаружения аномально-поглощающих зон в различных средах позволяют сделать следующие выводы.

1. Для выделения аномально-поглощающих зон целесообразнее использовать способы определения поглощения, основанные на статистическом подходе к сейсмическим сигналам, поскольку для большинства рассмотренных моделей сред последние обладают лучшими помехоустойчивостью и точностью, чем спосо-

бы, базирующиеся на детерминированном подходе. Способы определения поглощения по амплитудам и спектрам отдельных волн можно применять лишь в средах со слабой и очень слабой акустической дифференциацией при наличии двух резких отражающих границ или более с коэффициентами отражения $K \geqslant 0,2$, расположенных выше аномальных зон и ниже них.

2. Аномально-поглощающие зоны мощностью более 50 м, залегающие на глубинах до 2,1 км, можно обнаружить по одиночным трассам при условии, что коэффициенты поглощения в аномальных зонах на порядок выше коэффициентов поглощения во вмещающих породах.

Глава VIII

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОГЛОЩЕНИЯ В ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЕ

В главе рассматривается возможность изучения литологической характеристики пород по поглощению сейсмических волн в условиях Припятской впадины. Для этого по данным АК скв. Р-13, Р-25, Р-28 Сосновское, Р-1 Моромвичская и Р-23 Вишанская изучены акустические свойства и распределение границ в разрезах впадины с целью обоснования применимости разных способов определения поглощения. По материалам, полученным с помощью цифровой станции по профилю VIII, определены коэффициенты и декременты поглощения в разных частях разреза с целью его расчленения по этим величинам, выяснения возможности использования поглощения сейсмических волн для характеристики вещественного состава отдельных толщ и изучения изменения величин α и δ с глубиной и вдоль профиля.

§ 1. Акустические свойства разрезов Белоруссии

По данным акустического каротажа скважин исследованы статистические параметры (среднеквадратическое отклонение коэффициентов отражения σK , параметр p — число отражающих границ в единицу времени с коэффициентами отражения, превышающими по модулю некоторый предел) и распределение коэффициентов отражения в разрезах Белоруссии. Имеющиеся материалы позволяют изучить распределение скоростей в надсолевых и межсолевых отложениях, а также в верхнесолевой толще. Литологический состав пород представлен солью, известняками, глинами и песками. Отложения соли занимают 40—70% исследуемого интервала разреза.

Как показывает сопоставление литолого-стратиграфического разреза с графиками АК, между литологией отложений и их скоростной характеристикой существует тесная связь. Скорость в исследованном интервале глубин варьирует в пределах 2—

6 км/с, достигая максимальных значений 5—6 км/с в плотных известняках межсолевых отложений. Наличие пропластков глин и песков в верхнесолевой толще приводит к частому изменению скорости упругих волн в пределах 2,0—4,5 км/с. Мощность пластов однородной соли варьирует в диапазоне 1—100 м и более, но в основном составляет 10—20 м. Скорость в чистой соли равна 4,5—4,6 км/с, в терригенных отложениях — 2,0—3,5 км/с. Скорость в верхнесолевой толще составляет 3,4—4,1 км/с и зависит от соотношения терригенных и солевых отложений. Следует заметить, что на крыльях и в купольных зонах количество терригенных отложений увеличивается, разрез становится более тонкослоистым, чем в сводовой части куполов, где однородные пластины соли достигают нескольких сотен метров.

Для сейсмической разведки представляет интерес анализ интервалов разреза, с которыми связаны наиболее интенсивные отраженные волны коррелируемые по площади. В исследованных частях разреза таковыми являются протяженные по площади пропластки чистой соли или терригенных отложений в верхнесолевой толще, а также кровля межсолевых отложений (в северной части Припятской впадины). По данным АК такие отражающие горизонты как кровля верхнесолевой толщи в межкупольных зонах, кровля и подошва межсолевых отложений являются тонкослоистыми.

Отношение коэффициентов отражения от этих границ к среднеквадратическому отклонению коэффициентов отражения от тонких слоев вблизи них составляет не более 2,0—2,5. Как показано в главе VII, при определении поглощения по амплитудам и спектрам отдельных волн, отраженных от границ $c \frac{\sigma K}{K} > 0,5$, погрешности определения параметра поглощения t очень велики (см. рис. 39, 40), превышая $(7,5—4,0) \cdot 10^{-1}$. При $\delta = 0,04$, мощности слоя $h = 1$ км и скорости в нем $v = 4$ км/с погрешность определения коэффициента поглощения составляет 100% и более. Поэтому использовать способы, основанные на детерминированном подходе к сейсмическим сигналам, для изучения литологических характеристик пород в условиях Белоруссии является невозможным.

Рассмотрим возможности определения поглощения в таких разрезах способами, базирующимися на статистическом подходе к сейсмическим сигналам. Для этого проанализируем соответствие моделей, положенных в основу способов, разрезам Белоруссии.

По данным акустического каротажа в скв. Р-13, Р-25 и Р-28 Сосновские, расположенных в 5—8 км друг от друга, в интервале глубин 0,9—2,0 км прокоррелировать отдельные тонкие слои и даже маломощные пачки слоев не представляется возможным. Последнее указывает на большую горизонтальную изменчивость деталей тонкослоистого строения среды в условиях солянокупольной тектоники. Поэтому для построения модели

скоростного строения среды, характеризующей достаточно общие особенности волнового поля, в подобных условиях значительный интерес представляет анализ статистических свойств случайных функций, которые описывают распределение физических параметров в среде. С этой целью проведен анализ функции коэффициентов отражения $K(t_0)$.

Статистические свойства импульсных сейсмограмм $K(t_0)$ рассматривались в работах [33, 164, 167] применительно к разрезам Русской платформы, Парижского бассейна, Центральной и Западной Африки и Мексиканского залива. Показано, что распределение коэффициентов отражения, превышающих по модулю некоторый предел, подчинено закону Пуассона, а по амплитуде совокупность коэффициентов отражения удовлетворяет смешению двух совокупностей, которые подчиняются нормальнym законам с нулевым средним и различными дисперсиями.

По данным АК в скв. P-13, P-25, P-28 Сосновские, P-23 Вишанская и P-1 Мормовичская определены σK , построены графики зависимости $\sigma K(t_0)$ и $p(t_0)$ для отложений верхнесолевой толщи и межсолевых, а в скв. P-2к Октябрьская и P-15 Осташковическая — для надсолевых отложений (рис. 52). Графики $\sigma K(t_0)$ характеризуют распределение зон повышенной и пониженной интенсивности отражений. Для скв. 28 Сосновская σK в верхнесолевых отложениях незначительно увеличивается с 0,08 на времени 0,7 до 0,098 при $t_0=1,3$ с. Это должно привести к повышению интенсивности колебаний со временем на 20—25% и соответственно вызвать погрешности определения поглощения способом Епинатьевой. В скв. P-25 и P-13 Сосновские распределение σK в отложениях верхнесолевой толщи можно считать равномерным.

Графики $p(t_0)$ характеризуют изменение частотной характеристики пачек слоев. Особенно важно определить распределение числа отражающих границ p с высокими значениями коэффициентов отражения. Как видно из рис. 52, число границ p в единицу времени сильно изменяется со временем. На фоне этих изменений отмечаются области различных средних значений $p(t_0)$. Так, например, четко выделяются по параметру p надсолевые отложения девона, глинисто-галитовая толща, галитовая толща и межсолевые отложения.

Для надсолевых отложений на интервале времен 0,05 с среднее число границ с коэффициентами отражения $0,03 < |K| < 0,1$ равно 10—25, при $|K| > 0,1$ — трем—шести. У отложений глинисто-галитовой толщи на том же интервале времен среднее число границ с коэффициентами отражения $0,03 < |K| < 0,1$, равно 20—45, для $|K| > 0,1$ — 8—20. Для галитовой толщи и межсолевых отложений ($t_0=1,3 \div 1,9$ с) на интервале времени 0,05 с, среднее число границ с $0,03 < |K| < 0,1$ равно пяти—семи, для $|K| > 0,1$ — двум. Таким образом, у отложений глинисто-галитовой и галитовой толщ распределение числа отражающих гра-

ниц в единицу времени можно считать равномерным со временем. Для надсолевых отложений девона (скв. P-15 Осташковская и P-2к Октябрьская) значения $p(t)$ увеличиваются со временем, распределение — неравномерное.

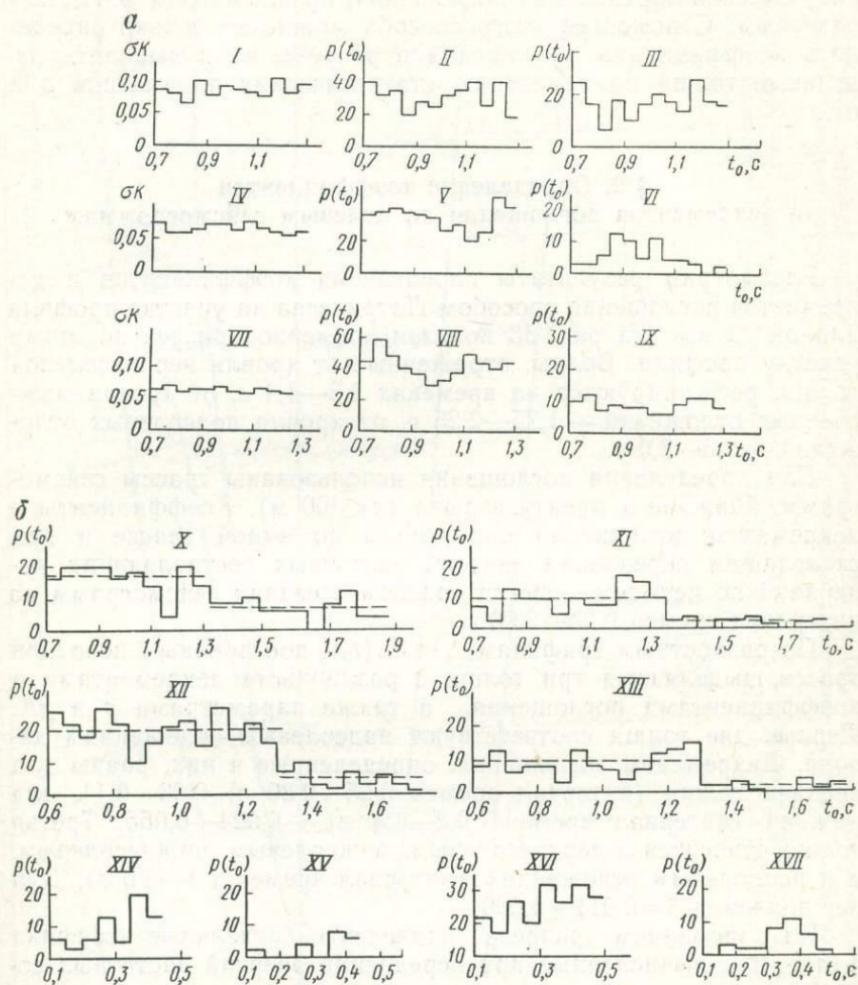


Рис. 52. Графики $\sigma K(t_0)$ и $p(t_0)$, построенные по данным АК в скважинах Припятской впадины.

a — скважины Сосновские: I—III — скв. P-28, IV—VI — скв. P-25, VII—IX — скв. P-13; *b* — скв. P-1 Мармовическая (X, XI; $\sigma K=0,09$); P-23 Вишанская (XII, XIII; $\sigma K=0,08$), P-15 Осташковская (XIV, XV; $\sigma K=0,05$), P-2к Октябрьская (XVI, XVII; $\sigma K=0,06$); значения величин $|K|$: II, V, VIII, X, XII, XIV, XVI — $0,03 < |K| < 0,1$, III, VI, IX, XI, XIII, XV, XVII — $|K| > 0,1$; пунктиром показана линия средних значений p для разных толщ

Следовательно, разрезы Белоруссии состоят из мощных пачек слоев с различными статистическими параметрами, в пределах которых за исключением надсолевых отложений параметры r и σK распределены равномерно. Разрезам Белоруссии наилучшим образом соответствует модель,ложенная в основу способа определения поглощения, предложенная В. П. Патрикеевым. С помощью этого способа можно не только определять коэффициенты поглощения в разрезе, но и выделять отдельные толщи по изменению статистических параметров r и σK .

§ 2. Определение коэффициентов и декрементов поглощения по полевым сейсмограммам

Рассмотрим результаты определения коэффициентов и декрементов поглощения способом Патрикеева на участке профиля длиной 12 км. На рис. 53 показан временной разрез по этому участку профиля. Волны, отраженные от кровли верхнесолевой толщи, регистрируются на временах 1,3—1,4 с, от кровли межсолевых отложений — 1,75—2,25 с, от кровли подсолевых отложений — 2,3—3,0 с.

Для определения поглощения использованы трассы сейсмограмм, близкие к пункту взрыва ($x < 400$ м). Коэффициенты и декременты поглощения определены по одной трассе и при скользящем осреднении энергий частотных составляющих колебаний по четырем — шести трассам соседних сейсмограмм на интервале времен 0,25—3,00 с.

По разностным графикам $\Delta \ln E_\omega(t_0)$, построенным по одной трассе, выделяются три толщи с различными декрементами и коэффициентами поглощения, а также параметрами r и σK . Первые две толщи соответствуют надсолевым отложениям девона. Декременты поглощения, определенные в них, равны для верхней толщи (интервал времен 0,25—0,80 с) 0,03—0,11, для нижней (интервал времен 0,8—1,4 с) — 0,024—0,055. Третья толща относится к верхнесолевым, межсолевым, нижнесолевым, и к подсолевым отложениям (интервал времен 1,4—3,0 с). Для нее значения $\delta = 0,011 \div 0,020$.

На временном разрезе приведены отдельные графики $\Delta \ln E_\omega(t_0)$, вычисленные при осреднении энергий частотных составляющих колебаний на трассах, близких к пункту взрыва, по четырем — шести сейсмограммам. Они изрезаны меньше, чем разностные графики, построенные по одной трассе. По ним выделены четыре—шесть толщ с различными величинами декрементов и коэффициентов поглощения, а также статистических параметров r и σK . Первые две-три толщи (интервал времен 0,25—1,40 с) соответствуют надсолевым отложениям. Декременты поглощения, определенные в них, составляют для верхней

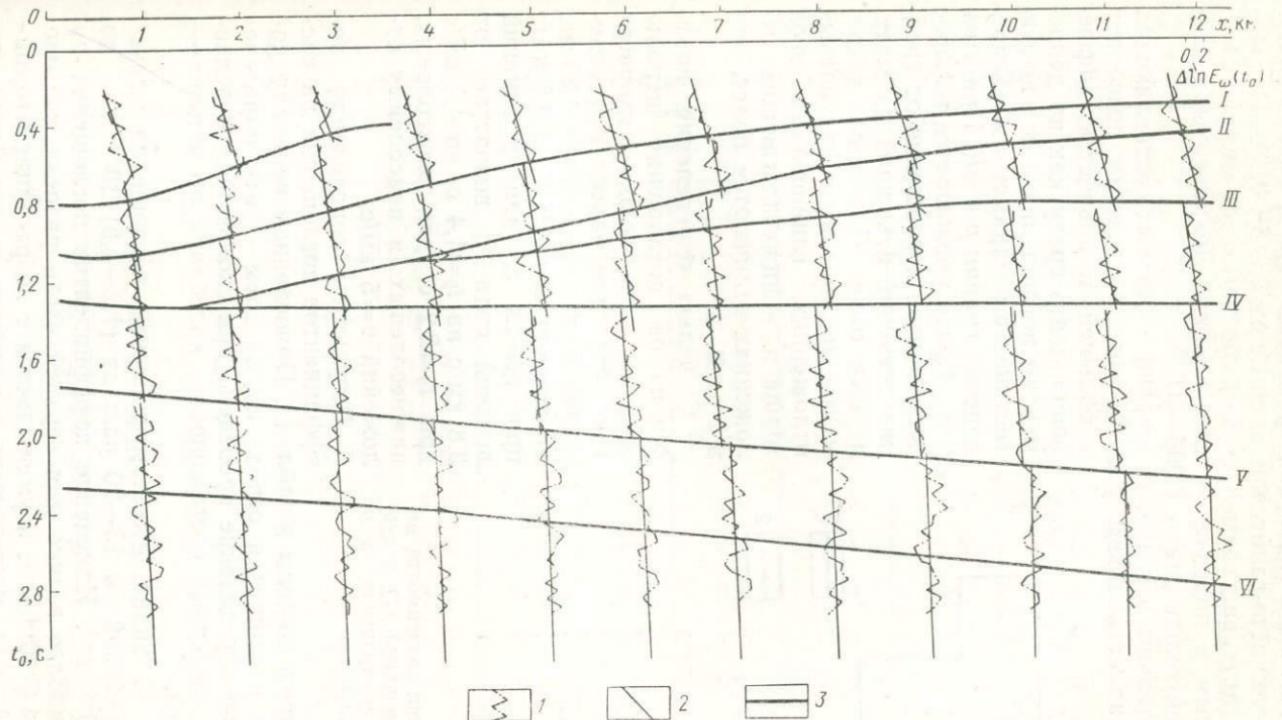


Рис. 53. Временной разрез участка профиля VIII, на котором определялись коэффициенты и декременты поглощения, и разностные графики $\Delta \ln E_\omega(t_0)$; построенные при осреднении энергий частотных составляющих колебаний по четырем—шести трассам сейсмограмм

1 — разностные графики $\Delta \ln E_\omega(t_0)$; 2 — прямые, осредняющие графики $\Delta \ln E_\omega(t_0)$; 3 — сейсмические границы на временном разрезе; I — III — границы внутри надсолевых отложений; IV — кровля верхнесолевых отложений (глинисто-галитовая толща); V — кровля межсолевых отложений; VI — кровля подсолевых отложений

толщи 0,05—0,08, для средней и нижней — 0,028—0,047. Следующие одна-две толщи (интервал времен 1,4—2,2 с) представляют отложения глинисто-галитовой толщи с $\delta = 0,018 \div 0,030$. Последняя толща (интервал времен 2—3 с) соответствует межсолевым, нижесолевым и подсолевым отложениям. Декременты поглощения в этой толще равны 0,006—0,017.

Следовательно, осреднение энергий частотных составляющих колебаний по нескольким (четыре—шесть) трассам позволяет с большей детальностью дифференцировать среду как по декрементам поглощения, так и по статистическим параметрам распределения границ p и σK . При этом в 2—3 раза уменьшается разброс декрементов поглощения от средних значений в каждой из выделенных толщ. Пластовые декременты поглощения в надсолевых отложениях, глинисто-галитовой толще и в нижезалегающих отложениях отличаются более, чем в 2 раза.

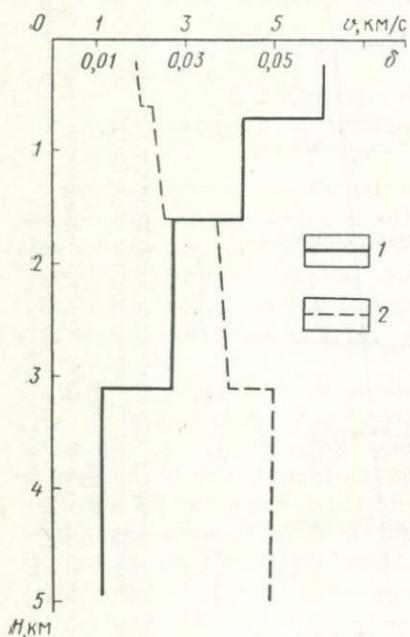


Рис. 54. Графики зависимости декрементов поглощения (1) и скорости (2) распространения волн от глубины

тоте 50 Гц представлены в табл. 11. Приведенные величины коэффициентов поглощения осреднены по трем — пяти определениям. Каждое определение проведено при скользящем осреднении энергий частотных составляющих колебаний по четырем—шести трассам.

Из табл. 11 видно, что коэффициенты поглощения уменьшаются с глубиной в 15—20 раз: от $(1,2—1,8) \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1}$ до $(0,6—1,5) \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$. Изменение коэффициентов поглощения по профилю наиболее велико для верхней части разреза, где оно достигает $\pm 4,5 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$, и уменьшается с возрастанием глубины. У чистой соли, межсолевых и подсолевых отложений это изменение не превышает $\pm 0,9 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$, для глинисто-галито-

Таблица 11

Результаты определения коэффициентов поглощения в Припятской впадине

<i>t₀</i> , с	$\alpha (10^{-4} \text{ м}^{-1})$ при длине участков профиля <i>x</i>												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
149	0,25—0,50	14,1	15,0	18,2	18,0	17,4	16,2	15,3	16,2	18,1	15,0	14,4	14,0
	0,50—0,75	12,0	12,9	13,0	13,7	14,1	14,4	13,2	13,2	14,7	15,0	14,0	13,8
	0,75—1,00	9,0	10,5	9,8	11,1	9,0	9,4	8,8	8,6	9,2	9,6	10,0	9,4
	1,00—1,25	7,5	8,2	8,0	9,0	8,3	7,7	7,8	8,3	8,5	8,1	8,0	7,9
	1,25—1,50	4,8	4,8	4,7	5,0	4,5	4,1	4,3	4,5	4,5	4,4	4,4	4,3
	1,50—1,75	4,2	3,8	3,8	3,8	3,3	3,2	3,0	3,4	3,5	3,4	3,3	3,3
	1,75—2,00	1,5	1,6	2,7	3,2	3,2	3,2	3,0	3,4	3,5	3,4	3,3	3,3
	2,00—2,25	1,5	1,2	1,5	1,3	1,2	1,0	1,0	1,3	1,4	1,5	1,5	1,7
	2,25—2,50	1,5	1,2	1,5	1,3	1,0	1,0	0,8	0,7	0,8	0,9	0,6	0,8
	2,50—2,75	1,5	1,2	1,5	1,3	1,0	1,0	0,8	0,7	0,8	0,9	0,6	0,8
	2,75—3,00	1,5	1,2	1,5	1,3	1,0	1,0	0,8	0,7	0,8	0,9	0,6	0,8

вой толщи $\pm 1,5 \cdot 10^{-4}$ м⁻¹, у нижней части надсолевых отложений $\pm (1,8-2,1) \cdot 10^{-4}$ м⁻¹.

По графикам зависимости декрементов поглощения и скорости от глубины (см. рис. 54) видно, что для надсолевых отложений девона δ изменяются от 0,06 на глубине 0,3 км до 0,04—0,045 при $H=1,5$ км. Среднепластовые декременты поглощения для этих пород равны 0,044—0,053. В верхнесолевых отложениях среднепластовые декременты поглощения составляют 0,022—0,027, т. е. в 2 раза меньше тех же значений в надсолевых отложениях. В отложениях межсолевых, нижнесолевых и подсолевых отложениях среднепластовые декременты поглощения равны 0,008—0,010, т. е. в 2—3 раза меньше тех же значений δ в верхнесолевых отложениях.

Из рис. 54 видно, что скорости в каждой из выделенных толщ различаются не более, чем в 1,5 раза, в то время как среднепластовые декременты поглощения в 2—3 раза, а коэффициенты поглощения в 3—4 раза. Следовательно, изменение литологического состава больше сказывается на поглощении сейсмических волн, чем на скорости их распространения.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что для изучения вещественного состава отложений в условиях Припятского прогиба можно использовать коэффициенты и декременты поглощения сейсмических волн.

Выводы

1. Предложен новый способ определения коэффициентов поглощения по материалам МОВ и МОГТ. Способ обладает рядом преимуществ по сравнению с известными ранее способами Берзон, Епинатьевой, Рапопорта и др. Важная особенность нового способа заключается в том, что определяются пластовые коэффициенты и декременты поглощения, дающие существенно больше информации о вещественном составе отложений, чем эффективные коэффициенты поглощения, которые являются интегральными параметрами среды. Кроме того, в новом способе учитываются и исключаются зависимости определяемых коэффициентов и декрементов поглощения от свойств толщи, покрывающей изучаемый объект.

2. Исследованы отношения энергий однократных и многочленных волн, погрешности определения коэффициентов и декрементов поглощения в средах с различной акустической дифференциацией. При этом показано, что при достигнутой точности определения поглощения по одиночным трассам сейсмограмм МОВ толща с высокой и очень высокой акустической дифференциацией мощностью 1,5—2,0 км практически экранирует информацию о поглощающих свойствах нижележащих отложений. Поэтому изучение поглощающих свойств среды на больших (более 2 км) глубинах и, следовательно, прямые поиски нефти

и газа, а также изучение вещественного состава отложений с использованием только коэффициентов и декрементов поглощения, определенных по отдельной трассе МОВ, возможны лишь при слабой и очень слабой акустической дифференциации отложений, которые покрывают изучаемую толщу. Увеличение глубинности возможно в случае определения декрементов и коэффициентов поглощения по многим трассам суммомент ОГТ.

3. Результаты определения поглощающих свойств отложений в Припятской впадине показывают, что среда больше дифференцирована по поглощающим свойствам, чем по скорости распространения сейсмических волн. Величины коэффициентов и декрементов поглощения несут не меньшую информацию о вещественном составе отложений, чем скорости распространения сейсмических волн.

4. Предложенные методы определения коэффициентов и декрементов поглощения позволяют изучать литологический состав отложений для многих сред.

5. Использование параметров поглощения с целью определения вещественного состава отложений и прямых поисков нефти и газа можно расширить путем общего улучшения способов подавления многократных волн в МОГТ, повышения точности нахождения пластовых коэффициентов и декрементов поглощения. Это позволит определять вещественный состав отложений по параметрам поглощения в средах с разной скоростной дифференциацией и меньшей мощностью исследуемых слоев, чем это возможно в настоящее время.

Раздел третий

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ ПО ЗАПИСЯМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДОВ РАСПОЗНАВАНИЯ ОБРАЗОВ

Прогнозирование литологического состава отложений по пластовым скоростям и пластовым коэффициентам поглощения на современной стадии развития сейморазведки отраженными волнами возможно для достаточно мощных слоев (несколько сотен метров), что определяется разрешающей способностью метода, а также точностью нахождения $v_{\text{пл}}$ и $\alpha_{\text{пл}}$ (см. первый и второй разделы [140, 194 и др.]). Большой практический интерес представляет выяснение литологического состава для объектов с меньшей мощностью, внутренней неоднородностью и т. п. Для этой цели, видимо, следует пытаться использовать более чувствительные сейсмические параметры, чем $v_{\text{пл}}$ и $\alpha_{\text{пл}}$, или несколько параметров.

В настоящем разделе выясняется возможность решения литологических задач путем применения многих сейсмических параметров, главным образом тех из них, которые характеризуют форму записи отраженных волн. Решение задачи базируется на методах распознавания образов. В качестве объекта исследований выбраны межсолевые отложения северной части Припятской впадины, с которыми связаны основные залежи нефти в Белоруссии. Для этих отложений характерна тонкая слоистость, резкое изменение литологического состава и мощности по площади, сложные структурные формы отражающего объекта и покрывающей его толщи, хорошая изученность бурением и акустическим каротажем. Использованы материалы МОВ, МОГТ, АК и ВСП, полученные на территории Припятской впадины Центральной геофизической экспедицией Управления геологии при Совете Министров БССР, ИФЗ АН СССР и ВУФ ВНИИГеофизикой.

Описана методика решения обратной задачи — прогнозирование литологического состава межсолевых отложений по сейсмическим записям. Математическим аппаратом этой задачи являются методы распознавания образов, позволяющие по сейсмическим записям прогнозировать литологический состав межсолевых отложений. На основе детального изучения свойств аку-

стических разрезов и соответствующих им волн при разном литологическом составе изучаемого объекта сформировано пространство признаков для прогноза.

Глава IX

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ПУТИ ЕЕ РЕШЕНИЯ

§ 1. Постановка задачи

Задачу прогноза по сейсмической записи литологического состава с применением методов распознавания образов в общем виде можно поставить следующим образом. Постулируется, что в некоторой эталонной области R_3 в ряде ее точек $r_3 \in R_3$, имеются значения литологических разностей y_3 и динамических характеристик φ_3 , коррелирующих между собой. Бинарное отношение (φ_3, y_3) в области R_3 можно описать точно, если ввести некоторый параметр α , принимающий конкретные значения для каждой пары (φ_3, y_3)

$$y_3 = \beta(\vec{\varphi}_3, \alpha). \quad (\text{IX.1})$$

Здесь β — оператор.

Если по некоторому отношению эквивалентности H параметр α разбить на m классов, то вместо соотношения (IX.1) будем иметь следующую адекватную систему:

$$\left. \begin{array}{l} y_{31} = \beta_1(\vec{\varphi}_{31}, \alpha_1); \\ y_{32} = \beta_2(\vec{\varphi}_{32}, \alpha_2); \\ \dots \dots \dots \dots \\ y_{3m} = \beta_m(\vec{\varphi}_{3m}, \alpha_m). \end{array} \right\} \quad (\text{IX.2})$$

Подберем значение H таким, чтобы для каждого класса в системе (IX.2) можно было вместо точного выражения $y_{3i} = \beta_i(\vec{\varphi}_{3i}, \alpha_i)$ построить соотношение, для которого ошибка не превосходила допустимую ε_0 . Тогда вместо системы (IX.2) получим следующую систему уравнений:

$$\left. \begin{array}{l} \hat{y}_{31} = A_{31}(\vec{\varphi}_{31}, \beta_1), \quad ||\hat{y}_{31} - \bar{y}_{31}|| \leq \varepsilon_0, \\ \hat{y}_{32} = A_{32}(\vec{\varphi}_{32}, \beta_2), \quad ||\hat{y}_{32} - \bar{y}_{32}|| \leq \varepsilon_0; \\ \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \\ \hat{y}_{3m} = A_{3m}(\vec{\varphi}_{3m}, \beta_m), \quad ||\hat{y}_{3m} - \bar{y}_{3m}|| \leq \varepsilon_0, \end{array} \right\} \quad (\text{IX.3})$$

где $\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_m$ — константы; A_3 — операторы.

В отличие от точной системы (IX.2) система (IX.3) может быть с точностью до ε_0 использована для прогноза (оценки) величины y по заданному значению $\vec{\varphi}$. Пусть на прогнозных объектах R_n в некоторой точке r_s заданы значения динамических характеристик φ_n и правило F определения по значению φ_n параметра β_n из совокупности $\{\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_n\}$. Тогда нетрудно доказать, что, если $\beta_n = \beta_c$, где β_c — одно из значений $\{\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_m\}$, то

$$y_n = A_{\varphi} \varphi_n \pm \varepsilon_n, \quad \varepsilon_n \leq \varepsilon_0. \quad (\text{IX.4})$$

Если в качестве правила F и операторов A_{φ} взять те или иные методы распознавания образов, то решение задачи оценки литологических неоднородностей по динамическим характеристикам будет формулироваться так. В эталонной области R_s по определенному набору наблюденных пар $(\vec{\varphi}_s, y_s)$ с использованием априорно заданной системы вложенных геологических классификаций $K_1 \rightarrow K_2 \rightarrow \dots \rightarrow K_p$ территории исследований отыскивается из них такая классификация K_g , для которой в области R_s удовлетворяется условие: число классов будет наименьшим, если для каждого i -го класса K_g существует неравенство

$$\| y_{s_i} - B_{s_i} \vec{\varphi}_{s_i} \| \leq \varepsilon_0,$$

где B_i — некий метод распознавания образов.

Далее из соотношения

$$\min_i \varphi \| \vec{y}_n - y_{s_i} \| F = \| \vec{\varphi}_n - \vec{\varphi}_{s_i} \| \leq \varphi_c \quad (\text{IX.5})$$

по выбранному методу распознавания образов F устанавливается тот номер класса C , к которому может принадлежать $\vec{\varphi}_n$. После этого прогноз выполняется по выражению (IX.4).

Таким образом, успешное решение задачи зависит от следующих факторов:

1) правильного выбора критерия и параметров переноса закономерностей, установленных в эталонной области, в прогнозную область;

2) степени полноты и физико-геологической обоснованности набора динамических признаков $\vec{\varphi}$, описывающих литологический состав объекта исследований y .

§ 2. Объекты исследования

Объектом исследований являются межсолевые отложения северной части Припятской впадины, с которыми связаны основные промышленные запасы нефти в этом регионе. Мощность

межсолевых отложений меняется в пределах 50—680 м, глубина залегания — 1,5—4,0 км. Отмечены резкие изменения по площади литологического состава от преимущественно карбонатного до глинисто-мергельного. Промышленные запасы нефти установлены в карбонатных породах.

Выделение и прослеживание волн, отраженных от межсолевых отложений, на ряде площадей остается еще недостаточно уверенным, при корреляции часто приходится переходить на условные горизонты, имеются случаи неподтверждения данных сейсморазведки бурением. Проведенным комплексом исследований (МОВ, МОГТ, АК, ВСП) на поверхности и во внутренних точках среды установлено, что качество прослеживания отраженных волн от глубоких горизонтов во многом зависит от глубинных сейсмогеологических условий: невыдержанности отражающих свойств границ, наличия соляных куполов в покрывающей толще, многократных волн.

По данным эксперимента отмечена высокая чувствительность отраженных волн от границ в осадочном чехле Припятской впадины, в том числе и от межсолевых отложений, к смене полосы регистрируемых частот. В частности, на определенных объектах показана целесообразность перехода на низкие частоты при регистрации отраженных волн от межсолевых отложений (В. В. Рябков, 1970 г.). В качестве примера на рис. 55 и 56 приведены временные разрезы ОГТ по профилю 07574, расположенному в северной части Припятской впадины (Чернинская — Южно-Кнышевичская площади). Как видно из рис. 55 и 56, на фильтрации 17—35 Гц корреляция волны III, отождествляемой с межсолевыми отложениями, затруднена. На фильтрации 0—24 Гц эта волна прослеживается непрерывно по всему профилю, причем интенсивность ее и форма записи выдержаны.

В пределах других площадей, расположенных в северной части Припятской впадины (например, Северо-Домановичская, Южно-Вишанская и др.), в этом же диапазоне частот на записи отраженных волн отмечаются изменения формы записи и ее интенсивности. Эти изменения могут быть обусловлены разными причинами: интенсивным фоном многократных волн, изменением литологического состава и т. п. Для анализа и дальнейшей интерпретации такого суммарного волнового поля необходимо его расчленить на компоненты, которые соответствуют той или иной литологической разности межсолевых отложений и формируют фон помех на записи (например, невыдержанность тонкой внутренней структуры межсолевых отложений в пределах определенной литологической разности, влияние покрывающей толщи и др.). Решить указанную задачу можно с помощью комплекса методов, включающих акустический каротаж скважин, вертикальное сейсмическое профилирование и наземные исследования, а также теоретических расчетов волновых полей по данным этих методов.

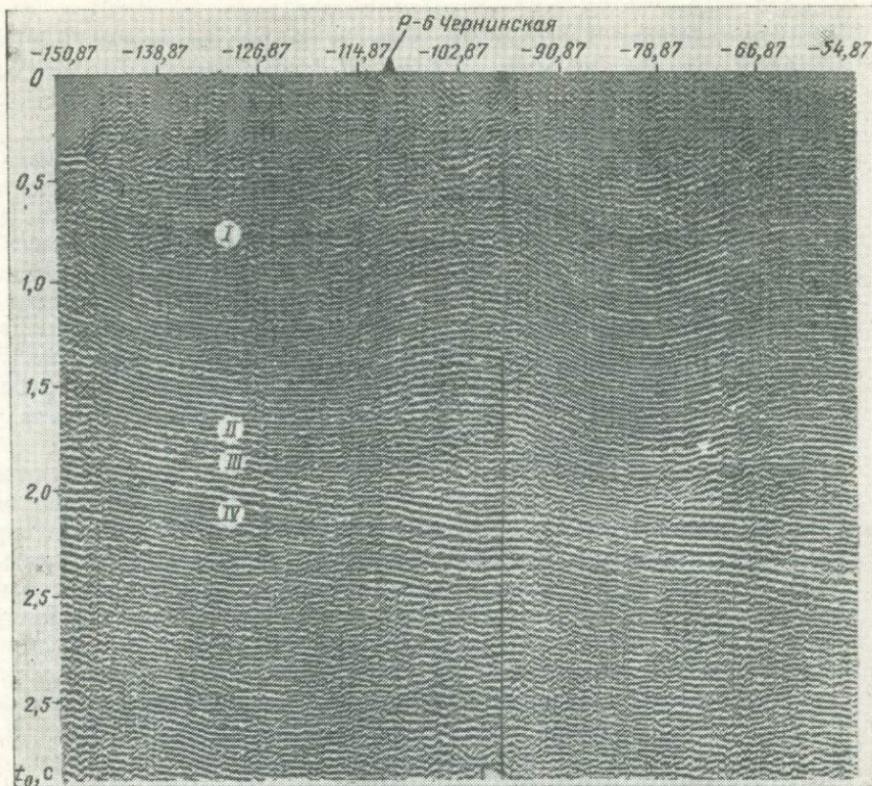
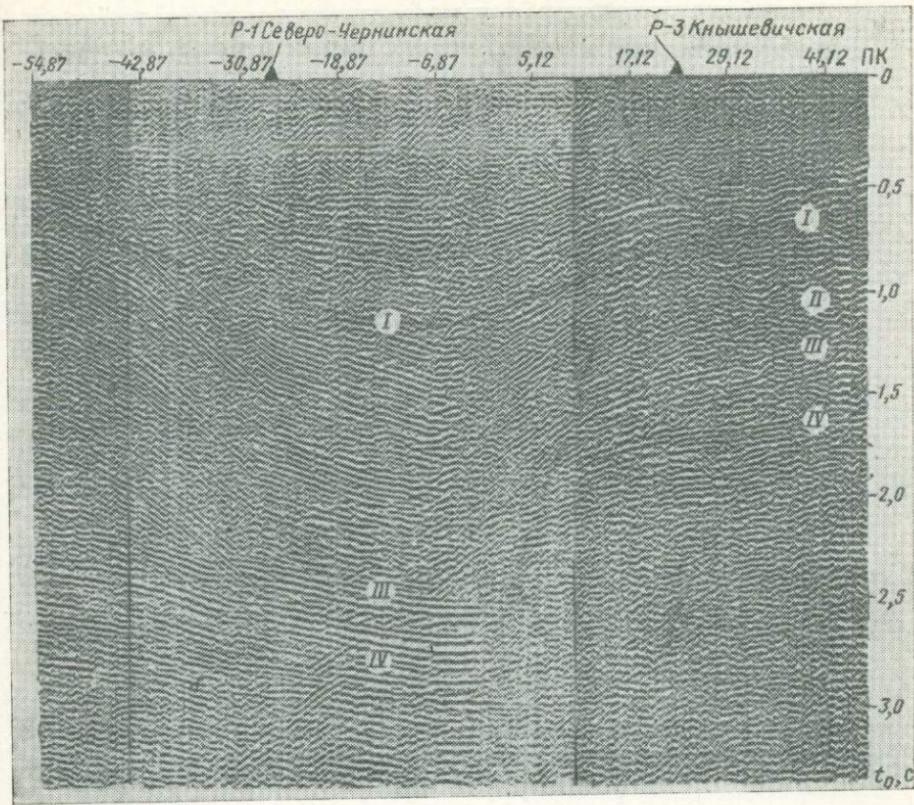


Рис. 55. Временной разрез ОГТ по профилю 07574
Шестикратное суммирование, фильтрация 17—35 Гц; отраженные волны: I — от кровли
мелководных отложений

§ 3. Методика решения поставленных задач

Путем статистического анализа устанавливают статистические характеристики изучаемого объекта (скоростные разрезы межсолевых отложений, покрывающей толщи и т. п.). Определяют информативные признаки, с помощью которых можно статистически описать объект в целом, например среднепластовая скорость, среднеквадратическое отклонение и др. Исследуют связь между изменениями геологического строения и информативными признаками скоростной характеристики. Объекты, в которых при единой для них геологической структуре статистические признаки скоростной характеристики меняются незначительно, объединяют в типы.

В каждом из типов объектов по теоретическим сейсмограммам изучают влияние на волновые поля различных факторов:



Чернинской — Южно-Кнышевичской площади
соли. *II* — от верхнесолевых отложений, *III* — от межсолевых отложений, *IV* — от подотложений

поглощения, литологии, кратных волн и т. д. Волновые поля разделяют на компоненты, обусловленные воздействием литологического состава и вызывающие фон помех. Путем статистического анализа (количественно) или визуально (качественно) оценивают аномалии записи, обусловленные литологическим составом. Эти аномалии считаются главной частью волнового поля. Главные части волнового поля сопоставляют по теоретическим и экспериментальным сейсмограммам. Совпадение расчетных и экспериментальных сейсмограмм позволяет переносить установленные аномалии записи на исследуемый объект.

Далее изучают особенности формы записи отраженных волн и устанавливают их различие в пределах определенной литологической разности межсолевых отложений. В результате этих исследований определяется набор признаков, которые описывают сейсмическую запись и характеризуют литологический со-

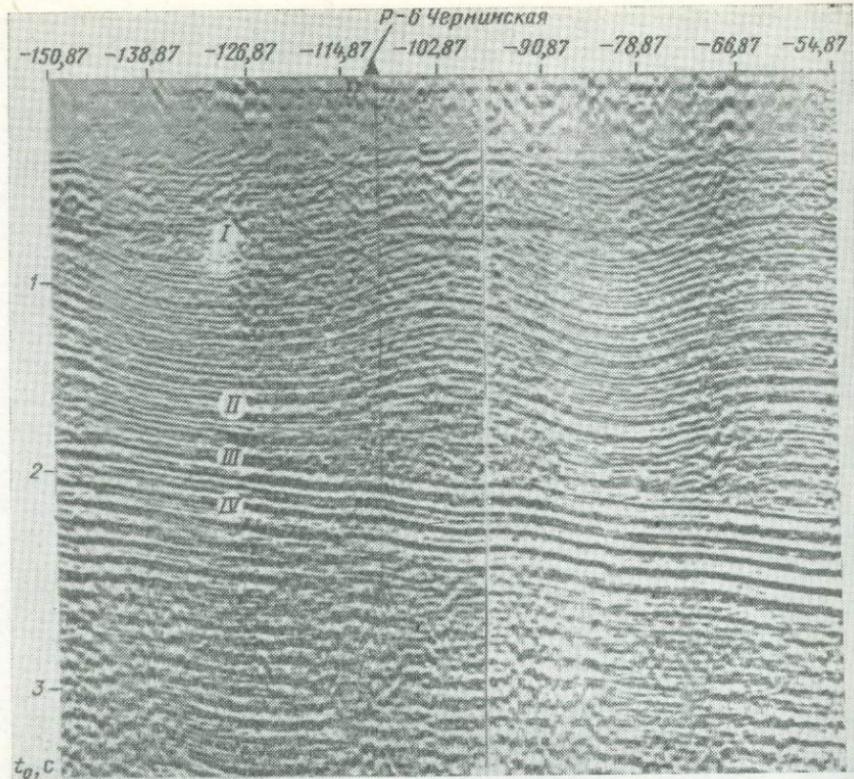


Рис. 56. Временной разрез ОГТ по профилю 07574
Шестикратное суммирование, фильтрация 0—24 Гц;

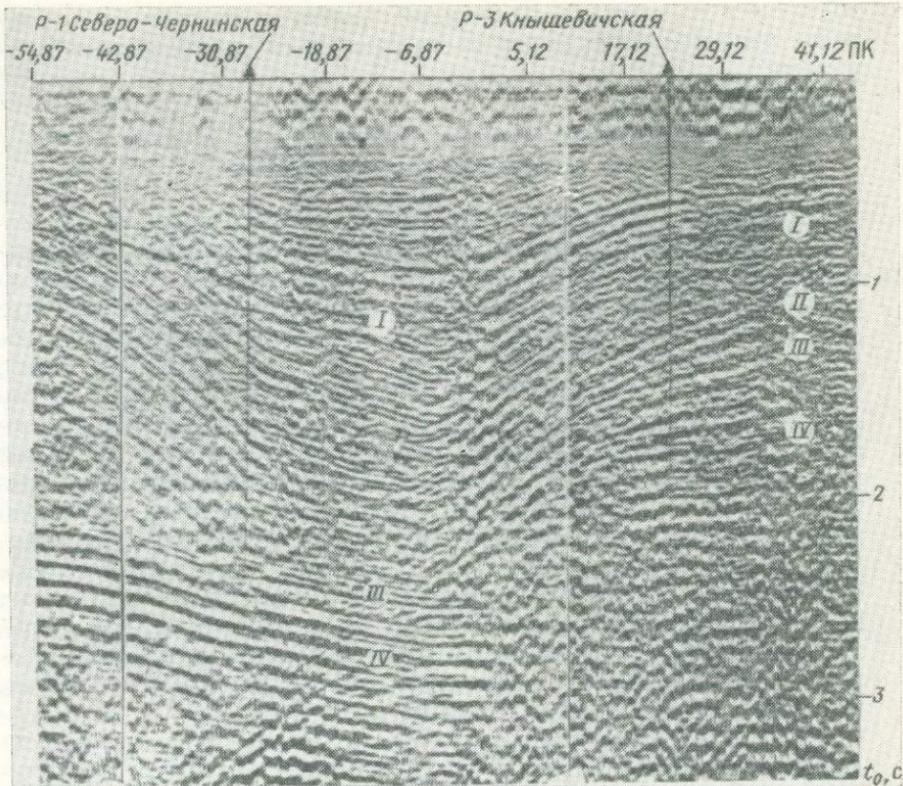
став. С помощью факторного анализа оценивается информативность этих признаков. Далее путем применения методов распознавания образов решают обратную задачу — определение по сейсмической записи литологического состава.

Глава X

СКОРОСТНОЕ СТРОЕНИЕ МЕЖСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

§ 1. Краткая геологическая характеристика межсолевых отложений

Межсолевые отложения в северной части Припятской впадины включают породы задонского и елецкого горизонтов верхнего девона. Задонский горизонт залегает с размывом на нижней (ливенской) соленосной толще. Верхняя часть межсолевой



Чернинской — Южно-Кнышевичской площади
условные обозначения I—IV те же, что на рис. 55

толщи, соответствующая елецкому горизонту, расположена на отложениях задонского горизонта и перекрывается соленосными образованиями данково-лебедянского горизонта верхнего девона. Породы, слагающие елецкий горизонт (известняки, доломиты, ангидриты), отличаются от аналогичных пород задонского горизонта меньшей известковистостью и большей глинистостью [30, 58, 79].

Для межсолевых отложений характерна сильная изменчивость мощности на сравнительно небольших расстояниях [12, 30]. По данным бурения закономерности в изменениях мощности не установлено. В межсолевой толще отмечены перерывы в осадконакоплении, резкие изменения литологического состава по площади от карбонатных до глинисто-мергельных пород [105]. Породами-коллекторами являются порово-кавернозные в различной степени трещиноватые доломиты, доломитизированные известняки. В связи с этим основной задачей прогноза ли-

тологического состава отложений является выделение в разрезах участков, сложенных преимущественно карбонатными породами.

§ 2. Типизация разрезов межсолевых отложений по их акустическим свойствам

Скоростная характеристика межсолевых отложений детально изучена в 37 скважинах, разрезы которых исследованы акустическим каротажем от кровли до подошвы межсолевой толщи. Анализ материалов акустического каротажа показал, что межсолевые отложения представляют тонкослоистую пачку пород с повышенной среднепластовой скоростью (5,2—6,4 км/с), залегающую среди верхне- и нижнесолевых отложений с более низкими скоростями (4,3—4,6 км/с) [59, 153]. В отдельных пропластках межсолевых отложений скорости изменяются в пределах 3,7—7,0 км/с. При этом максимальные значения скорости (6—7 км/с) отмечаются в плотных доломитах, известняках и ангидритах, в то время как мергели и глины характеризуются более низкими значениями скоростей ($v_{пл} \leq 4,2$ км/с). Достаточно мощные однородные по скорости пласти, как правило, не выделяются. Исключение составляют пласти ангидрита мощностью 15—35 м ($v_{пл} = 5,8 \div 6,0$ км/с) в верхней части межсолевых отложений, которые присутствуют в разрезах некоторых площадей (Давыдовская, Мармовичская и др.).

Для выявления основных типов скоростного строения межсолевых отложений проведена статистическая обработка материалов акустического каротажа. Шаг дискретизации кривых АК составлял 1 м. Вычисляли и анализировали следующие статистические характеристики: среднепластовую скорость $\bar{v}_{пл}$, диапазон изменения скорости W , среднеквадратическое ее отклонение $\sigma_{v_{пл}}$ и коэффициент вариации скорости v_v . Анализ изменений этих характеристик с учетом литологического состава межсолевых отложений позволил выделить среди разрезов северной части Припятской впадины три основных типа (табл. 12).

Разрезы I типа представлены известняками и доломитами с небольшим числом прослоев мергелей преимущественно в верхней и нижней части. Характерны высокие значения среднепластовой скорости (5,4—6,1 км/с) и относительно небольшие величины среднеквадратического отклонения (0,39—0,62 км/с). Коэффициент вариации скорости, как правило, составляет 6—10 %. Отношения среднепластовой скорости к скоростям в покрывающей и подстилающей (нижне- и верхнесолевых) толщах соизмеримы или превышают отношение скоростей $v_{пл\ i}/v_{пл(i+1)}$ внутри межсолевой толщи, что свидетельствует о слабой дифференциации разрезов.

Разрезы II типа сложены преимущественно глинами, мергелями с небольшими прослойками известняков и доломитов. Харак-

терны низкие значения среднепластовой скорости, весьма незначительно отличающиеся от скоростей во вмещающей толще и слабая скоростная дифференциация.

Разрезы III типа представляют собой смешанную литологическую разность I и II типов разрезов; представлены известняками и доломитами со значительным количеством мергелей преимущественно в верхней части толщи мощностью 50—100 м. В соответствии с этим для верхней части толщи характерны более низкие значения скорости, чем для нижней, а в целом — невысокие значения среднепластовой скорости. Отличается от разрезов I и II типов большими величинами среднеквадратического отклонения и диапазона изменения скорости. Особенность разреза III типа — присутствие вблизи их кровли пластов с повышенной скоростью (5,5—6,5 км/с) и с различной мощностью (2—30 м). Наиболее резкой и выдержанной границей в этих разрезах является внутренняя граница, приуроченная к контакту верхнего (преимущественно глинисто-мергельные породы) и нижнего (карбонатные породы) пластов.

Анализ материалов акустического каротажа

Таблица 12

Статистические параметры разреза скоростной характеристики для основных типов

Тип разреза	Число скважин	W, км/с	$\bar{v}_{\text{пл}}$, км/с	$\sigma v_{\text{пл}}$, км/с	v^* , %	$\frac{\bar{v}_{\text{пл}}}{v_{\text{пл, пок}}}$		$\frac{\bar{v}_{\text{пл}}}{v_{\text{пл, под}}}$		$\frac{v_{\text{пл}}}{v_{\text{пл, под}}}$
						5	6	7	8	
I	17	2,8	5,7	0,50	8,3	$\frac{6,4-10,0}{0,39-0,62}$	$\frac{0,77-0,83}{0,91}$	$\frac{0,80}{0,91}$	$\frac{1,23}{1,23}$	$\frac{0,91-1,39}{0,77-1,20}$
II	10	2,2	5,0	0,46	9,3	$\frac{8,9-9,7}{0,43-0,49}$	$\frac{0,91-0,92}{0,79}$	$\frac{1,22-1,25}{1,19}$	$\frac{0,75-1,25}{0,90-1,13}$	$\frac{0,91-1,15}{0,75-1,23}$
III	10	3,6	5,2	0,70	14,1	$\frac{13,2-14,9}{0,62-0,79}$	$\frac{0,77-0,82}{0,77-0,82}$	$\frac{1,15-1,23}{1,15-1,23}$	$\frac{0,75-1,26}{0,75-1,26}$	$\frac{0,91-1,39}{0,75-1,26}$

Приложение 1. В графах 3—8 в числителе призедены средние значения параметров, в знаменателе — пределы их изменения, в графе 9 в числите — пределы изменения внутри толщи, 2. В графах 7 и 8 $v_{\text{пл, пок}}$ — пластовые скорости соответственно покрывающей (верхнесоловьевой) и подстилающей (нижнесоловьевой) толщах.

показал, что в пределах одной и той же площади межсолевые отложения могут быть представлены различными типами разрезов (табл. 13).

Таблица 13
Выделенные типы разрезов в пределах некоторых площадей

Площадь	Скважина	Тип разреза	Мощность, м
Мармовичская	P-9 Мармовичская	I	337
	P-2 "	I	242
	P-1 "	III	269
	P-11 "	III	356
Борисовская	P-8 Борисовская	I	450
	P-4 "	III	380
Южно-Вишанская	P-23 Южно-Вишанская	III	338
	P-21 "	III	333
	P-25 "	III	312
	P-26 "	III	323
	P-22 "	I	333

Таким образом, проведенные исследования показали, что изменение скоростных свойств межсолевых отложений определяется изменением литологического состава. Межсолевые отложения по скоростному строению можно разделить на три основных типа, соответствующих таким литологическим разностям: преимущественно карбонатная (I), преимущественно глинисто-мергельная (II), смешанная — в верхней части глинисто-мергельная, в нижней — карбонатная (III). В пределах одной и той же площади межсолевые отложения могут быть представлены разными типами скоростного строения.

Глава XI

СВОЙСТВА ОДНОКРАТНЫХ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН ОТ МЕЖСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Однократная отраженная волна в реальной тонкослоистой среде является сложной интерференционной волной, состоящей из элементарных волн разных типов (продольные, обменные) с различными схемами распространения (один или несколько актов отражения либо обмена внутри тонкослоистого горизонта и при прохождении тонкослоистой покрывающей среды) [9, 41,

62, 112, 124, 148, 181, 182]. Чтобы изучить свойства однократных отраженных волн М, образующихся в тонкослоистых разрезах межсолевых отложений, рассчитывали теоретические сейсмограммы для моделей сред, которые строили по материалам акустического каротажа. Так как согласно данным эксперимента установлена большая чувствительность отраженных волн от межсолевых отложений к смене полосы регистрируемых частот, то основной целью расчетов являлся выбор такого диапазона частот, в котором каждая литологическая разность характеризуется устойчивой волновой картиной М, и вместе с тем форма записи волн М в каждом из типов разрезов существенно различна.

§ 1. Методика теоретических расчетов

Для анализа свойств отраженных волн от межсолевых отложений использованы теоретические расчеты по программе «Спектральные характеристики — отклик» [124], которая позволяет рассчитывать спектральные характеристики пачки и форму отраженной от нее плоской волны при заданной форме падающего импульса на различных расстояниях от источника. В алгоритме программы предполагается, что среда состоит из серии идеально-упругих однородных, плоско-параллельных слоев произвольной мощности; поглощение в тонкослоистой пачке не учитывается.

Оценка влияния поглощения на форму записи отраженных волн выполнена по алгоритму расчета синтетических сейсмограмм в слоистых средах с учетом произвольной частотной зависимости пластовых коэффициентов поглощения и связанной с поглощением дисперсии скорости при произвольном положении источника и приемника [147].

При построении моделей были определены величины скоростных неоднородностей, с исключением которых из разрезов не наблюдалось искажения волновой картины в области низких, средних и высоких частот¹. Для этого проводили анализ динамических характеристик отраженных волн от моделей, аппроксимирующих реальный разрез с различной степенью детальности (шаг определения скоростей по данным АК равен 1 м). База осреднения (Δx) составляла 2; 5 и 10 м, что соответствовало неучету перепадов скоростей на границах слоев $\Delta v_{пл} = 0,25; 0,5$ и $0,8$ км/с.

Анализ сопоставления сейсмограмм для осредненных таким образом разрезов с сейсмограммами, полученными для детального разреза, показал, что неучет перепадов скорости $\Delta v_{пл} \geq 0,8$ км/с ($\Delta x = 10$ м) приводит к искажениям формы записи

¹ Здесь и далее под низкими частотами понимается диапазон частот 0—30 Гц, средними — 30—50 Гц, высокими — 50—70 Гц.

в пределах всего рассматриваемого диапазона частот. При исключении перепадов $\Delta v_{\text{пл}} \approx 0,5$ км/с становится искаженной форма записи на высоких и средних частотах, в то время как осреднение разрезов с $\Delta v_{\text{пл}} \leq 0,25$ км/с практически не приводит к искажению формы записи на теоретических сейсмограммах. На основании проведенного анализа при расчетах сейсмограмм в каждом из типов разрезов межсолевых отложений использовали модели, в которых не учитывались перепады $\Delta v_{\text{пл}} \leq 0,25$ км/с на границах отдельных тонких слоев. Минимальная мощность слоев составляла 2 м.

Для осредненных разрезов акустического каротажа вычислены величины среднепластовой скорости $\bar{v}_{\text{пл}}$ и среднеквадратического отклонения $\sigma v_{\text{пл}}$. Оценка данных показала, что величины среднепластовой скорости осредненных разрезов отличаются от $\bar{v}_{\text{пл}}$ для разрезов с шагом дискретизации скоростей 1 м на $\pm 0,1$ км/с, а среднеквадратического отклонения на $\pm 0,15$ км/с. Таким образом, в результате осреднения величины $v_{\text{пл}}$ и $\sigma v_{\text{пл}}$ меняются незначительно.

Скорости v_s поперечных волн вычислены по графикам скоростей v_p продольных волн с использованием соотношения $k = v_p/v_s = 1,73$. В качестве исходных сигналов принимались импульсы прямых волн, зарегистрированные при исследованиях методом ВСП.

Экспериментальные импульсы достаточно хорошо аппроксируются теоретическими импульсами вида

$$f(t) = A_0 t e^{-\beta t} \sin \omega_0 t$$

при параметре $\beta/\omega = 0,4$, где β — крутизна спада сигнала; A_0 — начальная амплитуда сигнала. Частота колебаний задавалась в зависимости от исследуемого диапазона частот.

На рис. 57 приведены формы экспериментальных импульсов прямой волны, зарегистрированных при ВСП, теоретических импульсов с параметром $\beta/\omega = 0,4$, их амплитудные спектры, а также соответствующие теоретические сейсмограммы. Как видно из рис. 57, *a*, *b* совпадение сейсмограмм, рассчитанных с экспериментальными и теоретическими импульсами, хорошее. С целью исследования особенностей записи отраженных волн от межсолевых отложений на различных узкополосных фильтрациях применялся широкополосный экспериментальный импульс (см. рис. 57, *d*). Приведена сейсмограмма, рассчитанная с широкополосным импульсом, а также сейсмограммы, которые обработаны цифровыми фильтрами с полосой пропускания, близкой к полосе пропускания теоретических и экспериментальных импульсов на рис. 57, *a*, *d*. Согласно рис. 57, *a*, *d* во всех случаях получены близкие по форме сейсмограммы.

Характеристики однократно отраженных волн от межсолевых отложений и их связь со скоростным строением, исследовали в области низких (0—30 Гц), средних (30—50 Гц) и высоких (50—

70 Гц) частот. Оценено влияние поглощения и многократных волн, образующихся в толще межсолевых отложений, на динамические характеристики волн M .

Величины коэффициентов поглощения в межсолевых отложениях по экспериментальным данным [59] на частотах 30—50 Гц составляют $(0,2—0,4) \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1}$. Влияние поглощения на

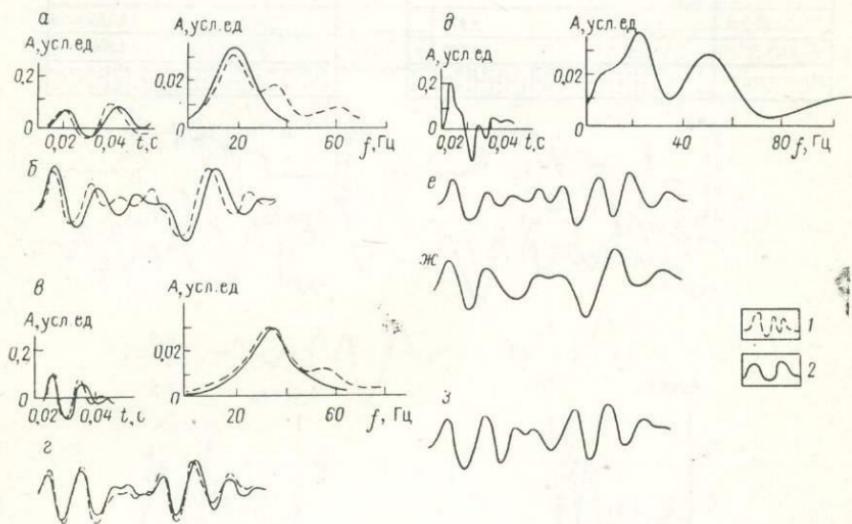


Рис. 57. Формы импульсов и амплитудные спектры падающих волн, использованные при теоретических расчетах

а — падающий импульс с $f=20$ Гц; *б*, *г* — теоретические сейсмограммы; *в* — падающий импульс с $f=25$ Гц; *д* — широкополосный экспериментальный импульс; *е* — теоретические сейсмограммы, рассчитанные с широкополосным экспериментальным импульсом; *ж*, *з* — теоретические сейсмограммы, полученные после обработки цифровыми фильтрами, фильтрация Φ соответственно 9—25 и 25—40 Гц; *1* — теоретические импульсы, *2* — экспериментальные импульсы

спектральные характеристики и форму записи волн M оценено для несколько большего диапазона величин $\alpha = (0,1—0,5) \times 10^{-3} \text{ м}^{-1}$.

На рис. 58 приведены амплитудно-частотные характеристики и форма записи M в I и III типе разрезов для идеально-упругой и поглощающей среды ($\alpha = 0,3 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1}$). Видно, что учет поглощения не приводит к существенному увеличению длительности M . Спектральные характеристики и форма записи M в I типе разрезов различаются незначительно как в случае идеально-упругой, так и поглощающей среды. Некоторые различия в области высоких частот наблюдаются в III типе разрезов. В обоих случаях для записи M характерно наличие трех интенсивных фаз в конечной части.

Путем теоретических расчетов для различных типов разрезов исследовали уровень многократных волн, образующихся в межсолевой толще, и оценивали их влияние на форму записи М. Теоретические сейсмограммы однократных (FU) и многократных (FF) волн, рассчитанные с широкополосным импульсом

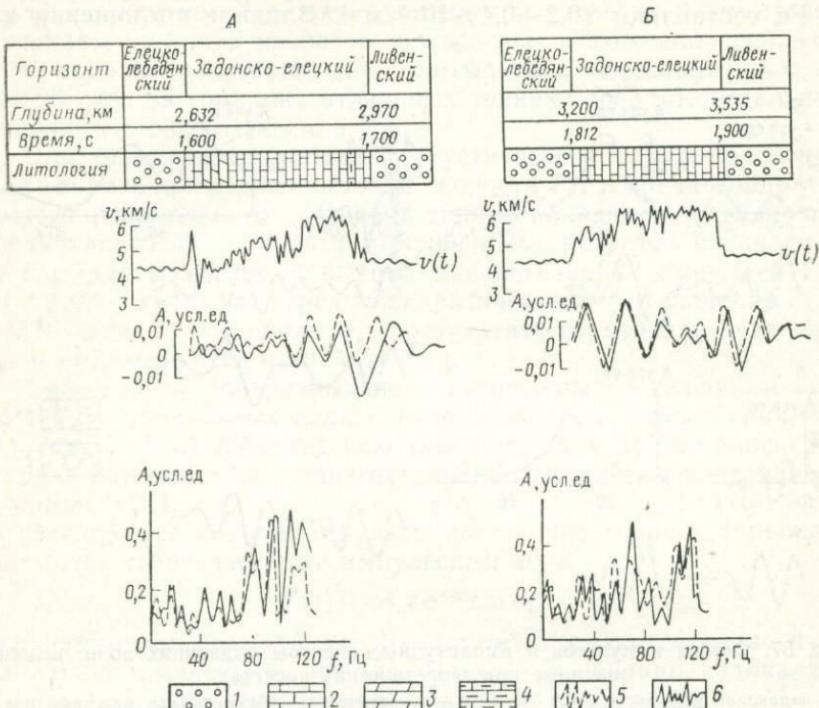


Рис. 58. Теоретические сейсмограммы волн М(А) и амплитудно-частотные характеристики (Б), рассчитанные для идеально-упругой и поглощающей сред

А — III тип разреза, скв. Р-23 Южно-Вишанская; Б — I тип разреза, скв. Р-5 Чернинская; 1 — соль; 2 — известняки; 3 — мергели; 4 — глинистые известняки; 5 — сейсмограммы для идеально-упругой среды; 6 — то же, для поглощающей среды; $v(t)$ — график зависимости скорости от времени пробега волны (удвоенный масштаб времени)

(рис. 57), а также амплитудно-частотные характеристики многократных волн в I и III типах разрезов приведены на рис. 59. В обоих случаях многократные отражения имеют незначительную интенсивность и не влияют на форму записи М, интенсивность многократных отражений с возрастанием частоты убывает незначительно.

В скважинах, где проведен комплекс исследований АК и ВСП, теоретические сейсмограммы волн М сопоставлены с экспериментальными. По сейсмограммам ВСП определялась форма и интенсивность волн М в непосредственной близости от межсолевых отложений. Форму записи М определяли путем на-

правленного суммирования на восьми—десяти каналах. Пример сопоставления теоретических и экспериментальных сейсмограмм показан на рис. 60. Совпадение их хорошее: повторяются характерные особенности формы и относительной интенсивности раз-

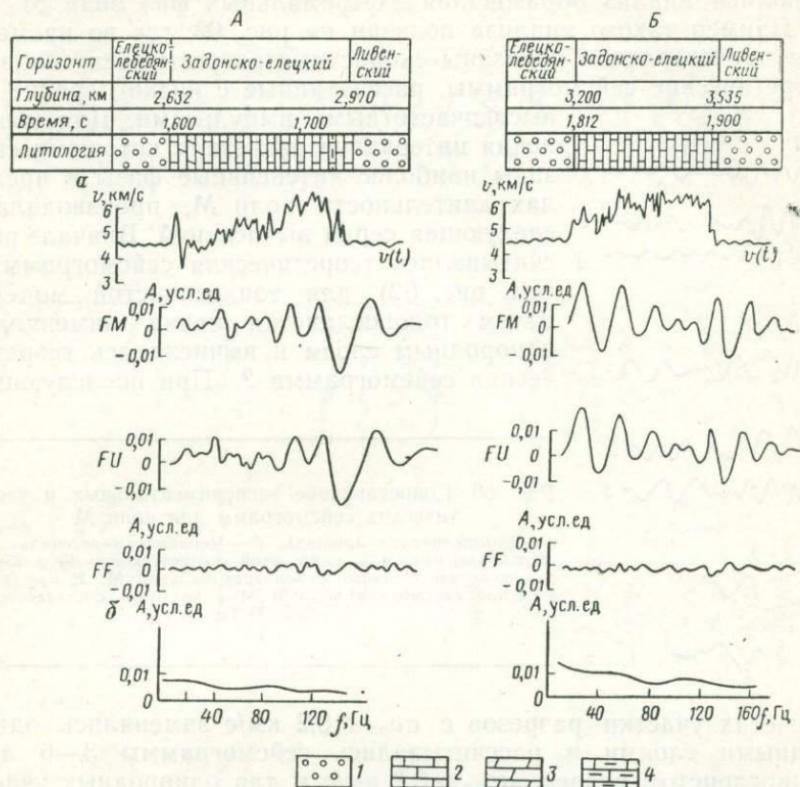


Рис. 59. Теоретические сейсмограммы (А) однократных и многократных волн в межсолевых отложениях и амплитудно-частотные характеристики многократных волн (Б)

А — III тип разреза, скв. Р-23 Южно-Вишанская; Б — I тип разреза, скв. Р-5 Чернинская; FF — многократные волны, FU — однократные волны, FM — однократные+многократные волны; условные обозначения те же, что и на рис. 58

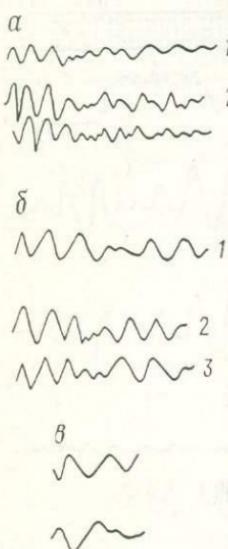
ных частей записи. Различие в преобладающих периодах составляет $\pm 15\%$, а в относительной интенсивности начальных и конечных фаз ± 20 — 25% .

§ 2. Особенности однократных отраженных волн в разных типах разрезов межсолевых отложений

На рис. 61 приведены теоретические сейсмограммы волн М, рассчитанные с низко-, средне- и высокочастотными импульсами. Они дают представление об особенностях записи волн М

в различных типах разрезов и в разных частотных диапазонах. В каждом из типов отмечается сильная изменчивость формы записи в зависимости от полосы регистрируемых частот. В связи с этим в каждом из типов разрезов межсолевых отложений выполнен анализ образования экстремальных фаз волн М.

Пример такого анализа показан на рис. 62, где во временном представлении показаны скоростные разрезы всех типов и теоретические сейсмограммы, рассчитанные с низко-, средне- и



высокочастотными импульсами. Для выявления интервалов разреза, с которыми связаны наиболее интенсивные фазы в пределах длительности волн М, производилась следующая серия вычислений. Вначале рассчитывалась теоретическая сейсмограмма 1 (см. рис. 62) для тонкослоистой модели. Затем тонкослоистая пачка заменялась однородным слоем и вычислялась теоретическая сейсмограмма 2. При последующих

Рис. 60. Сопоставление экспериментальных и теоретических сейсмограмм для волн М

a — Кнышевская площадь; *б* — Чернинская площадь; *в* — падающие импульсы с частотой соответственно 35 и 25 Гц; 1 — экспериментальные сейсмограммы волн М; 2, 3 — теоретические сейсмограммы волн М с частотой соответственно 35 и 25 Гц

расчетах участки разрезов с $\sigma v_{пл} \leq 0,2$ км/с заменялись однородными слоями и рассчитывались сейсмограммы 3—6 при тонкослоистом разрезе $\sigma v_{пл} \geq 0,2$ км/с и для однородных участков с $\sigma v_{пл} \leq 0,2$ км/с.

Анализ теоретических сейсмограмм показал существование разных условий образования волн М в каждом из типов разрезов в зависимости от полосы регистрируемых частот. В связи с этим характеристики скоростных неоднородностей, формирующихся на записи наиболее динамически выраженные фазы, приводятся для типов разрезов раздельно.

Разрезы с преимущественно карбонатным составом (I тип)

На теоретических сейсмограммах, рассчитанных с низкочастотным импульсом, при мощности межсолевых отложений $h \geq 300$ м (см. рис. 61, скв. Р-1 Северо-Калиновская, Р-5 Чернинская, Р-1 Моисеевская и др.) запись волн М представлена разрешенной группой из двух максимальных фаз в начале и конце. Изменение перепада скорости в кровле и подошве толщи при-

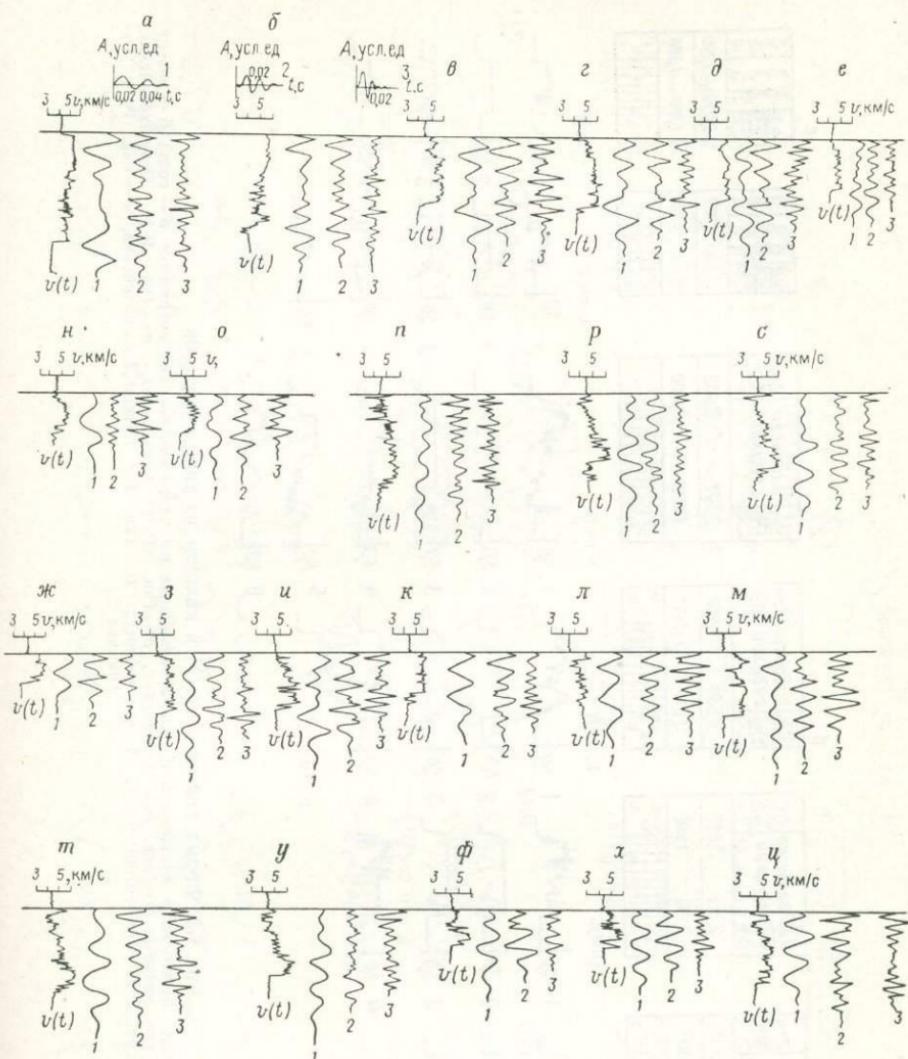


Рис. 61. Теоретические сейсмограммы волн М, рассчитанные с падающими импульсами при $f_1=20$ Гц, $f_2=35$ Гц, $f_3=60$ Гц в каждом из типов разрезов. I тип разреза: а — скв. Р-1 Северо-Калиновская, б — скв. Р-2 Северо-Калиновская, в — скв. Р-1 Чернинская, г — скв. Р-2 Чернинская, д — скв. Р-1 Монсеевская, е — скв. Р-19 Южно-Вишанская, ж — скв. Р-6 Давыдовская, з — скв. Р-25 Сосновская, и — скв. Р-14 Сосновская, к — скв. Р-13 Сосновская, л — скв. Р-60 Осташковичская, м — скв. Р-11 Осташковичская; II тип разреза: н — скв. Р-8 Северо-Домановичская, о — скв. Р-24 Речицкая; III тип разреза: п — скв. Р-8 Южно-Вишанская, р — скв. Р-21 Южно-Вишанская, с — скв. Р-23 Южно-Вишанская, т — скв. Р-26 Южно-Вишанская, у — скв. Р-25 Южно-Вишанская, ф — скв. Р-11 Северо-Домановичская, х — скв. Р-3 Северо-Домановичская, в — скв. Р-1 Мармовичская

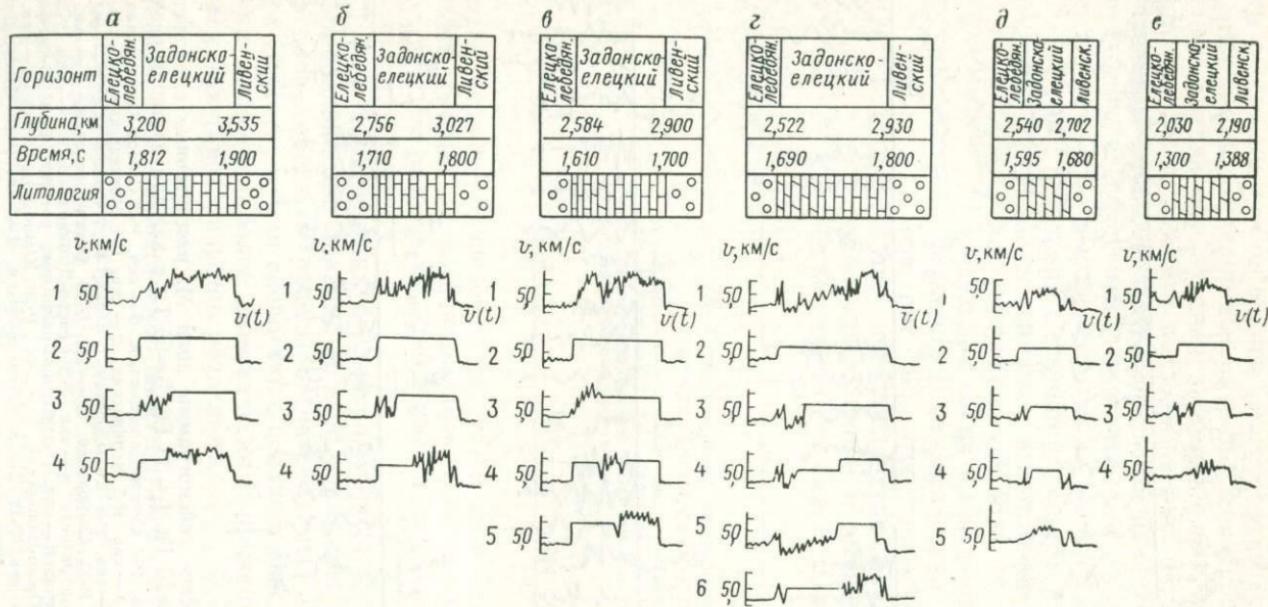


Рис. 62. Форма записи волн М в каждом из типов разрезов

1-6 — скоростные разрезы межсолевых отложений и соответствующие им теоретические сейсмограммы; а — соль; б — известняки; в — мергели; I тип разреза: а — скв. Р-5 Чернинская, б — скв. Р-14 Сосновская, в — скв. Р-11 Осташковичская; III тип разреза: г — скв. Р-26 Южно-Вишанская; II тип разреза: д — скв. Р-8 Северо-Домановичская, е — скв. Р-24 Речицкая

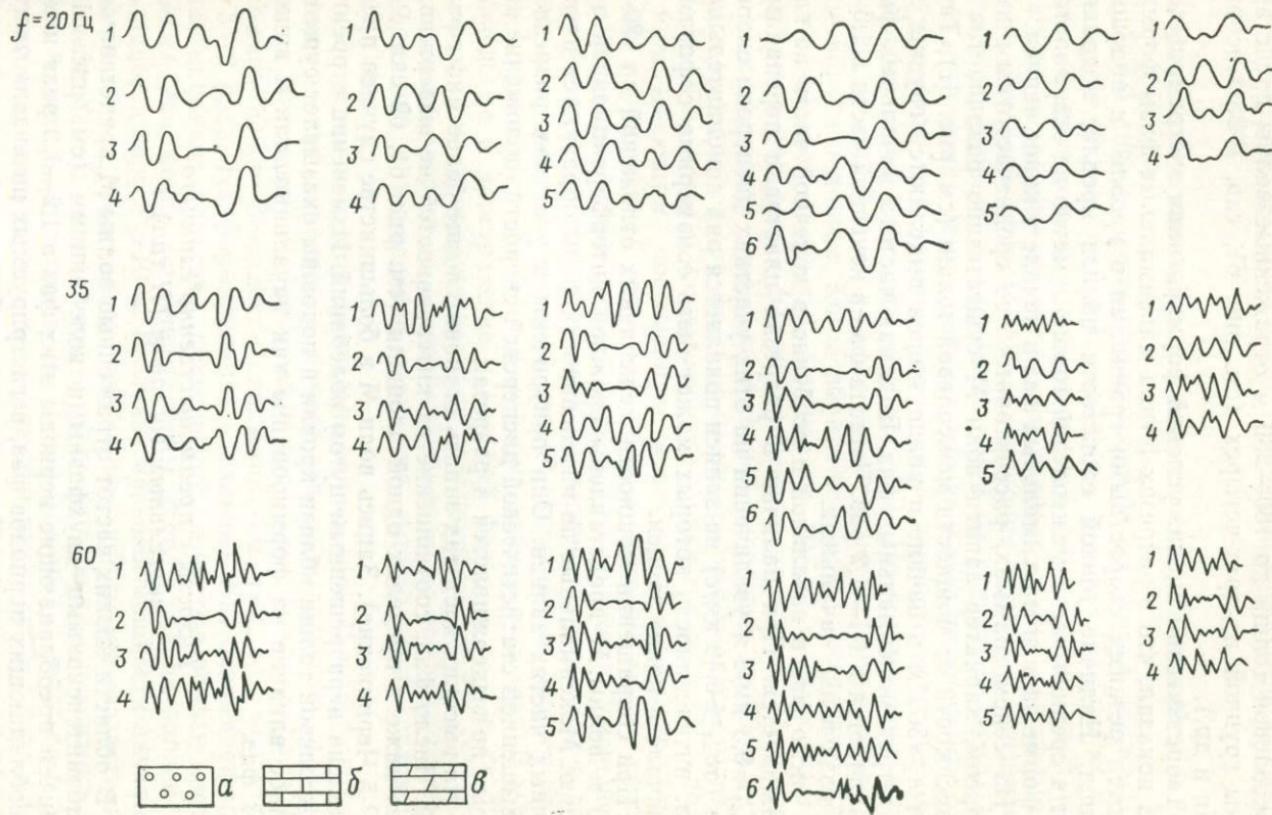


Рис. 62 (нижняя часть)

водит к увеличению или уменьшению амплитуд соответственно начальных и конечных фаз записи. При уменьшении мощности межсолевой толщи до 180—230 м отраженные волны представлены группой из трех-четырех (см. рис. 61, скв. Р-25 Сосновская и др.).

Теоретический анализ условий формирования экстремальных фаз показал, что в разрезах I типа максимальные фазы формируются резкими скоростными границами в кровле и подошве толщи. Наличие тонкой слоистости вблизи кровли, подошвы или в средней части межсолевой толщи заметно не сказывается на форме записи максимальных фаз в начале и конце записи.

На сейсмограммах, рассчитанных со среднечастотным импульсом, характер записи волн М существенно различается в зависимости от мощности межсолевой толщи (см. рис. 61). Так, при $h \geq 300$ м в начале и конце записи выделяются группы из двух-трех максимальных фаз. Видимая частота начальных фаз различается в 1,1—1,2 раз. Частота фаз в конечной части в 1,3—1,4 раза выше начальных.

Число фаз в начальной и особенно в конечной части не выдерживается. При наличии в разрезах пластов с перепадами $\Delta v_{пл} \approx 0,3$ км/с и увеличении на этих участках дисперсии скорости ($\sigma v_{пл} \geq 0,49$ км/с) на записи появляется ряд дополнительных фаз, интенсивность которых может быть соизмерима с фазами в начале и конце записи.

При сокращении мощности межсолевых отложений до 180—230 м волны М представлены сложной интерференционной записью. Максимальные по интенсивности фазы образуются в различных частях записи. Они приурочены к участкам разреза с повышенной статистической дисперсией скорости, положение которых не выдерживается в разрезах.

На высоких частотах запись становится еще более многофазной. Число фаз, соотношение их интенсивностей не выдерживается даже в пределах одной площади (см. рис. 61, 62 скв. Р-2 и Р-5 Чернинские). Запись волн М в большинстве случаев представлена неразрешенным цугом колебаний. Изменение строения межсолевой толщи вблизи кровли и подошвы оказывает существенное влияние на формирование как начальных, так и конечных фаз.

Разрезы с преимущественно глинисто-мергельным составом (II тип)

В области низких частот отраженные волны М представлены слабоинтенсивными двухфазными колебаниями (см. рис. 61). Причем преобладающие периоды этих фаз в 1,2—1,3 раза ниже преобладающих периодов фаз, регистрируемых на низких частотах в I типе разрезов. Характерная особенность записи волн М на средних частотах заключается в том, что максимальные фазы

в основном выделяются в конце записи. В области высоких частот соотношение фаз в начале и конце записи разное: максимальные фазы могут быть как соизмеримы, так и различаться в 1,5—2 раза.

Разрезы со смешанными литологическими разностями (III тип)

В III типе разрезов запись волн М на низких частотах отличается от записей I и II типов (см. рис. 61). Группа из двух-трех интенсивных фаз регистрируется только в конечной части записи, начальная же часть представлена слабоинтенсивным невыразительным фоном. Анализ влияния строения различных участков разреза межсолевой толщи на структуру волны М в области низких частот показал, что наиболее интенсивные фазы образуются на границе, образуемой глинисто-мергельными и карбонатными пластами (см. рис. 62). На соотношение интенсивности этих фаз и их число влияет строение межсолевой толщи вблизи подошвы. Когда вблизи подошвы присутствует пласт с пониженной скоростью мощностью 40—60 м, максимальная из трех интенсивных фаз приурочена к его кровле. При уменьшении мощности слоя с пониженной скоростью до 20 м на записи выделяются три фазы примерно равной интенсивности, начальная из которых контролирует границу градиентного слоя со слоем, имеющим повышенную скорость. В случае отсутствия слоя с пониженной скоростью вблизи подошвы запись волн М представлена двумя фазами равной интенсивности. Уменьшение или увеличение статистической дисперсии скорости как в верхнем слое, так и слое с повышенной скоростью не влияет на общий уровень интенсивности и форму записи этих фаз. В целом поведение в пространстве начальной фазы в группе из двух-трех фаз контролирует границу градиентного слоя и слоя с повышенной скоростью, а прослеживание их по профилю несет информацию о внутренней структуре межсолевых отложений III типа.

В среднечастотном диапазоне запись волн М имеет сложный многофазный характер. В начале записи выделяются одна—три фазы, интенсивность которых в пределах одной площади (например Южно-Вишанские скважины, см. рис. 61) меняется в 1,5—2 раза. На формирование начальных фаз оказывает влияние мощность пластов с повышенной скоростью вблизи кровли. Более или менее устойчивые фазы появляются на записи при мощности слоя $h \geq 10$ м. В случае меньшей мощности начальная часть записи представлена слабоинтенсивным невыразительным колебанием. В связи с этим корреляционное прослеживание этих фаз по профилю затруднено. Число фаз, выделяющихся в виде отдельных импульсов в последующей части записи и их интенсивность, не выдерживаются в пределах одной площади (см. рис. 61, скв. Р-23 и Р-26 Южно-Вишанские).

На высоких частотах максимальные фазы в начале записи волны M формируются за счет пласта с повышенной скоростью вблизи кровли межсолевых отложений. Анализ сейсмограмм в разрезах этого типа показывает, что довольно интенсивное двухфазное колебание регистрируется при мощности пласта $h \geq 4$ м. С увеличением его мощности ($h \geq 20$ м) наблюдается перераспределение интенсивности между фазами. Максимальная фаза регистрируется по отношению к началу записи с запаздыванием на 0,015—0,020 с. Начальные фазы разделены временным интервалом 0,030—0,045 с от максимальных фаз, регистрирующихся в последующей части записи. Следовательно, в III типе разрезов появляется возможность изучать поведение кровли межсолевой толщи в диапазоне частот 50—70 Гц. При этом следует иметь в виду, что кровля межсолевой толщи будет «размыта» в пространстве на 0,015—0,020 с. В последующей части записи волн M наиболее стабильная группа максимальных фаз выделяется вблизи контакта градиентного слоя и слоя с повышенной скоростью. Число этих фаз и соотношение их интенсивностей резко меняется от одной скважины к другой.

§ 3. Изменение формы записи однократных волн M при удалении от источника

Рассматривались удаления от источника до расстояния x равных глубине залегания межсолевых отложений. Максимальные удаления составляли 2,3—3,5 км, что соответствует углам падения на границу $\Theta \leq 25 \div 35^\circ$. Эти расстояния характеризуют докритическую область ($\Theta_{kp} \leq 41 \div 49^\circ$) и превышают максимальные расстояния, применяемые при исследованиях МОГТ.

На рис. 63 приведены амплитудно-частотные характеристики межсолевой толщи в I—III типах разрезов при различных удалениях от источника. Эти характеристики незначительно изменяются до расстояний $x = 2,0 \div 2,8$ км ($x/H = 0,9$). На больших удалениях понижается уровень коэффициентов отражений, изменяются число и ширина характерных максимумов и минимумов особенно в высокочастотной области. Согласно исследованиям Н. А. Трапезниковой [146], в средах с реально возможными величинами коэффициентов поглощения для углов падения $\Theta = 25 \div 30^\circ$ наблюдаются те же особенности частотной зависимости модулей и аргументов коэффициентов отражения, которые отмечаются при нормальном падении.

Как было указано выше, при нормальном падении различия характеристик для идеально-упругой и поглощающей среды несущественные. Следовательно, особенности изменений амплитудно-частотных характеристик в докритической области идеально-упругой среды будут справедливы и для поглощающей.

Характер изменения формы записи волн M с удалением от источника аналогичен изменению амплитудно-частотной харак-

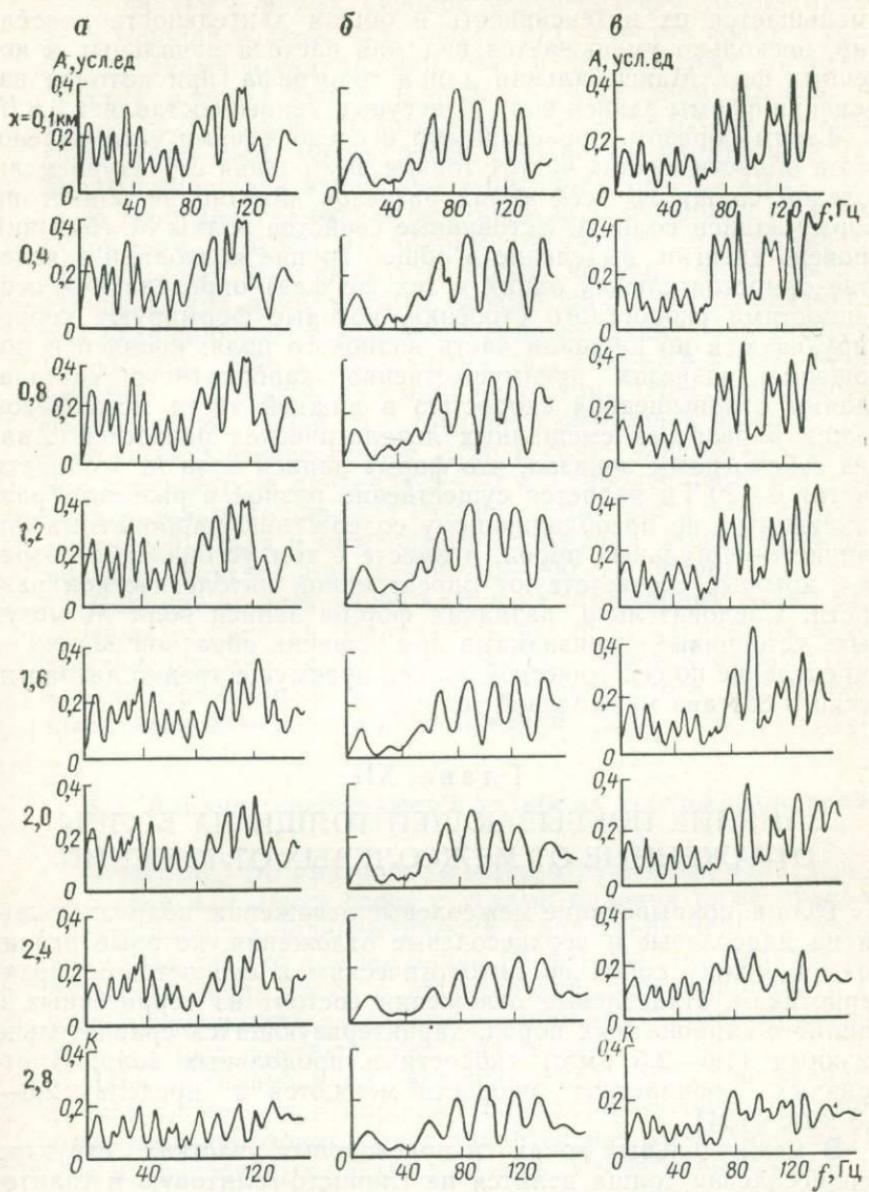


Рис. 63. Изменение амплитудно-частотных характеристик межсолевых отложений в разных типах разрезов при различных удалениях от источника
a — I тип разреза: скв. Р-2 Чернинская; *b* — II тип разреза: скв. Р-8 Северо-Домановичская;
c — III тип разреза: скв. Р-23 Южно-Вишанская

теристике (см. рис. 63). При увеличении расстояния x наблюдаются плавные изменения динамических характеристик волн M , уменьшается их интенсивность и общая длительность колебаний, несколько уменьшается видимая частота начальных и конечных фаз. Максимальная длина годографа, при которой изменения формы записи волн M несущественны, составляет 0,8 H .

Таким образом, проведенными исследованиями установлено, что в области низких частот тонкая внутренняя структура межсолевой толщи во всех типах разрезов заметно не влияет на форму записи волн M . Устойчивые свойства волны M (близкий уровень энергии, выделение в общей группе колебаний в качестве самостоятельных одних и тех же фаз) определяются особенностями скоростного строения, которые формируют коррелирующуюся по площади часть волнового поля: кровлей и подошвой в разрезах преимущественно карбонатного состава, слоями с повышенной скоростью в нижней части межсолевой толщи в разрезах смешанных литологических разностей. Анализ сейсмограмм показал, что форма записи волн M в области частот 0—20 Гц является существенно разной в разрезах, различающихся по преобладающему содержанию карбонатных или глинисто-мергельных пород, и вместе с тем устойчива в разрезах, которые соответствуют определенной литологической разности. Следовательно, различия формы записи волн M могут быть устойчивыми признаками при решении обратной задачи — определение по сейсмической записи преимущественно литологического состава межсолевой толщи.

Глава XII

ВЛИЯНИЕ ПОКРЫВАЮЩЕЙ ТОЛЩИ НА ВОЛНЫ, ОТРАЖЕННЫЕ ОТ МЕЖСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Толщи, покрывающие межсолевые отложения, подразделяются на надсолевые и верхнесолевые отложения, которые различаются между собой по литологическим и скоростным характеристикам. Надсолевые отложения состоят из терригенных и глинисто-карбонатных пород, характеризующихся сравнительно низкими (1,6—2,5 км/с) скоростями продольных волн. В отдельных пропластках скорости меняются в пределах 2,8—3,8 км/с [134].

В межкупольных зонах и присводовых участках структур верхнесолевая толща делится на глинисто-галитовую и галитовую подтолщи. Глинисто-галитовая подтолща представлена переслаивающимися пластами галогенных и песчано-глинистых пород. Скорости варьируют от 4,6 км/с в слоях соли до 1,6 км/с в песчано-глинистых пропластках. Мощность глинисто-галитовой подтолщи в межкупольных зонах достигает 2,0—2,5 км. Для ее разрезов в межкупольных зонах характерно близкое к горизон-

тальному залегание отражающих границ, в присводовых участках структур углы наклона увеличиваются до 15—40°.

В сводах соляных куполов верхнесолевая толща представлена мощной толщей галитовых пород (чистая соль) и редкими пропластками песчано-глинистых и карбонатных пород. Пропластки располагаются произвольным образом во всей толще чистой соли и имеют пониженные (2,6—3,6 км/с) и повышенные (5—6 км/с) значения скорости. Скорости в чистой соли на различных площадях варьируют в пределах 4,4—4,7 км/с.

В строении галитовой подтолщи кровли межсолевых отложений ($h \leq 300$ м) принимают участие пропластки песчано-глинистых и карбонатных пород, которые могут быть представлены как однородными слоями, так и переслаиванием пород различного состава (неоднородные пачки). Однородные слои образованы либо карбонатными ($v_{пл} = 5,5 \div 5,8$ км/с), либо глинистыми ($v_{пл} = 3,2 \div 3,5$ км/с) породами. Неоднородные пачки представляют собой чередование известняков и соли, глин и соли, а также известняков, глин и соли. Мощность слоев и пачек изменяется в пределах 3—50 м, наиболее часто встречаются слои и пачки мощностью 15—50 м. Мощность толщи соли, разделяющей пачки и межсолевые отложения, может быть различной и изменяться в диапазоне 10—200 м и более.

Влияние покрывающей толщи на отраженные волны от межсолевых отложений оценивалось по прохождению их через покрывающую толщу, интерференции с многократными и однократно-отраженными волнами от тонких слоев, расположенных выше кровли межсолевых отложений.

§ 1. Влияние покрывающей толщи на прохождение волн М

Известно, что при прохождении отраженных волн через тонкий слой или пачку слоев с углами падения ниже предельного спектр и форма волны меняются значительно меньше, чем в случае отражения от той же пачки [9, 10]. Однако наличие в среде большого числа пачек с значительной дифференциацией скоростей может влиять на характеристики волн, отраженных от границ, которые залегают ниже этих пачек.

При моделировании волнового процесса учитывалась как тонкая слоистость в мощной толще верхнесолевых отложений в межкупольных зонах, так и значительная криволинейность границ в присводовых частях структур. Расчеты выполнены по алгоритмам [80, 124], позволяющим рассчитать отдельные элементы волнового поля в тонкослоистых средах и средах с криволинейными границами.

Для исследования влияния покрывающей толщи на прохождение волны М в межкупольных зонах использована программа «Волновые характеристики» [124]. При расчетах по программе

в модели среды оставляют только основные пачки, отличающиеся от вмещающих пород по величине средней интервальной скорости $\bar{v}_{\text{инт}}$ и среднеквадратического отклонения $\sigma v_{\text{инт}}$, промежуточные части (вмещающие породы) аппроксимируются более простыми моделями — однородными и градиентными слоями. Способ аппроксимации сложнопостроенных сред отдельными пачками и слоями изложен в работе [133]. Он заключается в совместном использовании графиков $\bar{v}_{\text{инт}}$ и $\sigma v_{\text{инт}}$ (рис. 64). Анализ графиков $\bar{v}_{\text{инт}}$ и $\sigma v_{\text{инт}}$ показал, что минимальной величиной $\sigma v_{\text{инт}} = 0,1 \div 0,2$ км/с характеризуются участки разреза с постоянной $\bar{v}_{\text{инт}} = 4,3 \div 4,5$ км/с. Они представлены солью с незначительными прослойками терригенных пород. В соответствии с этим при составлении модели однородными слоями аппроксимировали участки разреза с $\sigma v_{\text{инт}} < 0,1 \div 0,2$ км/с и постоянными значениями $\bar{v}_{\text{инт}}$, интервалы с $\sigma v_{\text{инт}} > 0,2$ км/с относили к пачкам. Мощность отдельных слоев в пачках составляла 2—3 м.

Теоретические сейсмограммы, рассчитанные для тонкослоистой и толстослоистой моделей среды, показаны на рис. 64, Б, В, а модели среды — на рис. 64, А. Анализ сейсмограмм показывает, что прохождение волны М через тонкослоистую покрывающую среду при всех формах падающего импульса обуславливает уменьшение амплитуд волн М в 2,0—2,5 раза и видимой частоты в 1,2—1,3 раза, увеличение длительности колебаний и степени затухания их с расстоянием.

На сейсмограммах, рассчитанных с низкочастотным падающим импульсом (см. рис. 64, Б, В), наличие или отсутствие тонкой слоистости в покрывающей толще не влияет на форму записи волны М и характер ее изменения с расстоянием. На этих частотах действие тонкой слоистости покрывающей толщи скавывается в более резком (1,5 раза) уменьшении интенсивности волн М при удалении от источника.

Существенные изменения формы записи волн М наблюдаются на сейсмограммах, рассчитанных с средне- и высокочастотными падающими импульсами. Если при толстослоистой модели покрывающей толщи форма записи волн М изменяется незначительно в случае увеличения расстояния x от источника до 2,6 км, то для тонкослоистой модели эти удаления в зависимости от частоты падающего импульса сокращаются до 1,8—2,2 км. На записи, полученной с высокочастотным импульсом при удалении $x \geq 1,8$ км, резко падает интенсивность начальных фаз, возрастают интенсивность конечных, наблюдается эффект перекачки энергии в последующие фазы. Так, при $x = -2,6$ км интенсивность конечных фаз в 2 раза выше начальных. Анализ сейсмограмм показал, что максимально допустимое расстояние x , при котором форма записи волн М сохраняется неизменной во всей области частот, составляет 0,65 Н. Амплитуды наиболее интенсивных фаз в пределах этой длины монотонно убывают с расстоянием. При изменении частоты падающего им-

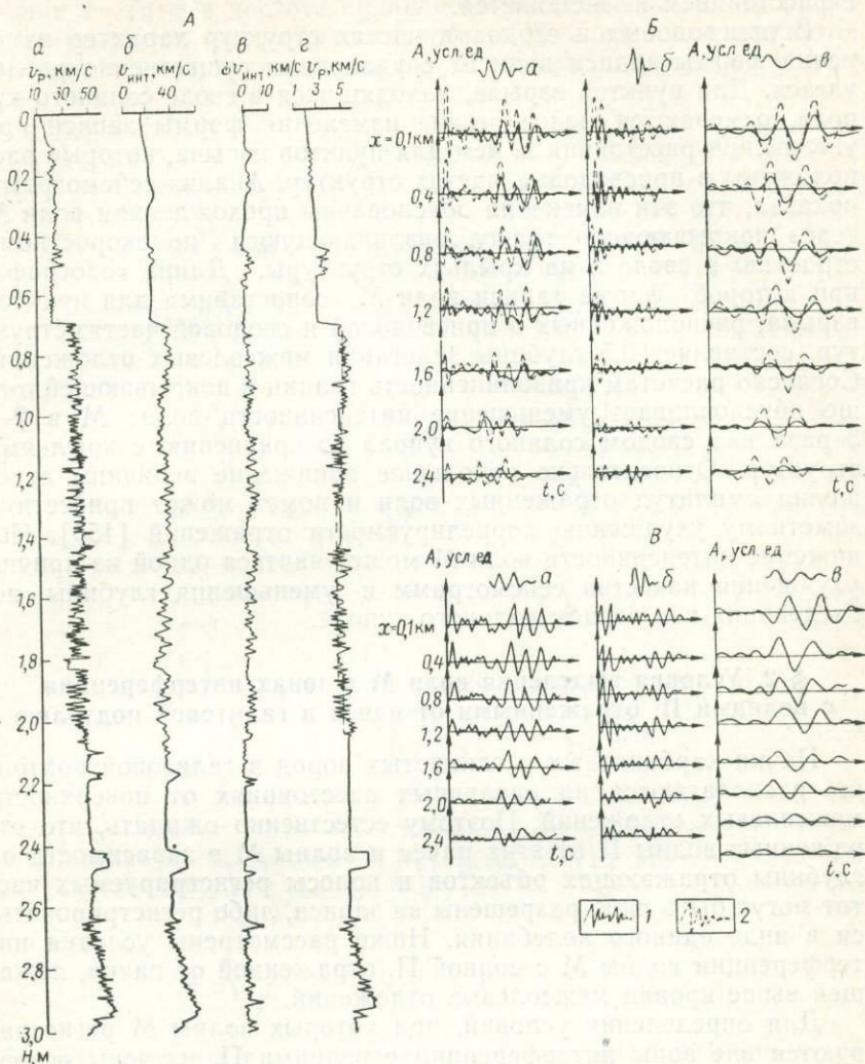


Рис. 64. Влияние тонкой слоистости покрывающей толщи на прохождение волн М

A — модель покрывающей толщи и межсолевых отложений в скв. Р-23 Южно-Вишанской: *a* — скоростной разрез покрывающей толщи и межсолевых отложений по данным АК; *б* — график $v_{\text{инт}}$ после скользящего слаживания на базе 10 м; *в* — график величин $\sigma v_{\text{инт}}$; *г* — толстослоистая модель среды; *Б* — изменение динамических характеристик волн М при прохождении через тонкослоистую (1) и толстослоистую (2) покрывающие толщи; падающие импульсы с f , Гц: *а* — 35, *б* — 60, *в* — 20; *В* — изменение формы записи волн М при удалении от источника без влияния покрывающей толщи; обозначения *а*—*в* те же, что и на *Б*

пульса изменяется уровень амплитуд, характер их уменьшения с расстоянием не изменяется.

В присводовых и сводовых частях структур характер изменения формы записи волн М с удалением существенно различается. Для пунктов взрыва, находящихся в своде соляного купола, отмечаются менее резкие изменения формы записи при увеличении расстояния x , чем для пунктов взрыва, которые расположены в присводовых частях структур. Анализ сейсмограмм показал, что эти изменения обусловлены прохождением волн М через покрывающую толщу, различающуюся по скоростному строению в своде и на крыльях структуры. Длина годографа, при которой форма записи волн М сопоставима для пунктов взрыва, расположенных в присводовой и сводовой частях структур, составляет 0,5 глубины залегания межсолевых отложений. Согласно расчетам криволинейность границ в покрывающей толще обуславливает уменьшение интенсивности волн М в 2—3 раза над сводом соляного купола по сравнению с крыльями структур. Относительно небольшое понижение величины отношения амплитуд отраженных волн и помех может привести к заметному ухудшению коррелируемости отражений [155]. Понижение интенсивности волн М может явиться одной из причин ухудшения качества сейсмограмм и уменьшения глубины исследования под сводом соляного купола.

§ 2. Условия выделения волн М в зонах интерференции с волнами П, отраженными от пачек в галитовой подтолще

Пачки карбонатных и глинистых пород в галитовой подтолще располагаются на различных расстояниях от поверхности межсолевых отложений. Поэтому естественно ожидать, что отраженные волны П от этих пачек и волны М в зависимости от глубины отражающих объектов и полосы регистрируемых частот могут быть либо разрешены на записи, либо регистрироваться в виде единого колебания. Ниже рассмотрены условия интерференции волны М с волной П, отраженной от пачки, лежащей выше кровли межсолевых отложений.

Для определения условий, при которых волны М регистрируются вне зоны интерференции с волнами П, изучены основные особенности волновых полей от пачек в галитовой подтолще с различными мощностями и строением в случае разных частот падающего импульса. Теоретические расчеты выполнены по программе [124].

Характер записи теоретически рассчитанных волн П показан на рис. 65. Как видно, такие особенности записи как интенсивность и число фаз для однородных высоко- и низкоскоростных слоев, а также неоднородных пачек при одинаковой мощности последних изменяются незначительно. Неоднородность пачки проявляется в некотором увеличении частоты записи П.

Анализ волновых полей показал, что волны П при мощности пачки 4—10 м и частоте падающего импульса $f=20 \div 40$ Гц характеризуются малой интенсивностью. Они хорошо выделяются на записи, полученной с высокочастотным падающим импуль-

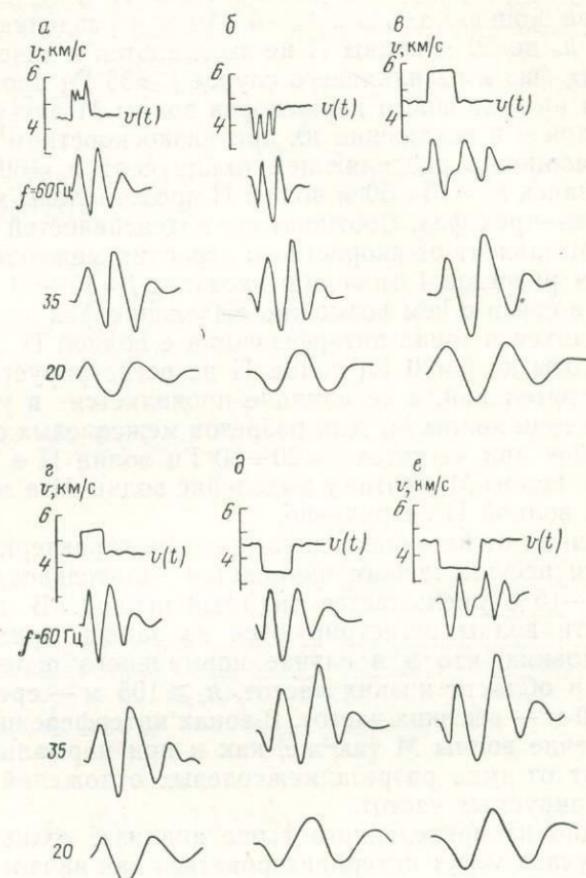


Рис. 65. Теоретические сейсмограммы волн П для пачек с различными мощностями и строением

a — неоднородная высокоскоростная пачка $h_{\Pi}=30$ м; *б* — неоднородная низкоскоростная пачка $h_{\Pi}=30$ м; *в* — однородный высокоскоростной слой, $h_{\Pi}=50$ м; *г* — то же, $h_{\Pi}=30$ м; *д* — однородный низкоскоростной слой, $h_{\Pi}=30$ м; *е* — то же, $h_{\Pi}=50$ м

сом ($f=60 \div 75$ Гц). При мощности пачек 15—50 м волны П, как правило, являются наиболее интенсивными в диапазоне частот 20—75 Гц.

Раздельная регистрация волн П и М независимо от скоростного строения межсолевых отложений и вышележащих пачек

возможна при большой мощности h_c расположенной между ними солевой толщи: $h_c \geq 100$ м — в области высоких частот, $h_c \geq 150$ м — средних частот, $h_c \geq 230$ м — низких частот. Если мощности разделяющей солевой толщи меньше перечисленных значений, волны П и М интерферируют.

Характер неразрешенной записи волн П и М показан на рис. 66. При мощностях слоя $h_n = 4 \div 10$ м и разделяющей солевой толщи h_c до 50 м волны П не выделяются в качестве самостоятельных фаз и их влияние в случае $f \geq 35$ Гц проявляется в увеличении интенсивности первых фаз волны М для высокоскоростного слоя и в искажении их при низкоскорстном слое.

Когда мощность разделяющей толщи соли $h_c = 50 \div 100$ м и мощность пачек $h_n = 15 \div 50$ м волны П представлены колебаниями из одной—трех фаз. Соотношение интенсивностей I_n волн П и I_m волн М зависит от скоростного строения межсолевых отложений. Для разрезов I типа при частотах $f = 35 \div 60$ Гц $I_n/I_m = -0,5 \div 0,7$, в связи с чем возможно выделение фаз волны М, регистрирующихся в зонах интерференции с волной П. При понижении частоты до $f = 20$ Гц волна П не регистрируется в качестве самостоятельной, а ее влияние проявляется в увеличении или уменьшении волны М. Для разрезов межсолевых отложений II и III типов при частотах $f = 20 \div 50$ Гц волна П в 3—4 раза интенсивнее волны М, поэтому выделение волны М в зоне интерференции с волной П затруднено.

С удалением от источника динамические характеристики П и М меняются несущественно: изменяется длительность колебаний, на 10—15% уменьшается видимый период. В докритической области волны регистрируются на записи примерно при тех же условиях, что и в случае нормального падения: $h_c \geq 240$ м — в области низких частот, $h_c \geq 105$ м — средних частот, $h_c \geq 110$ м — высоких частот. В зонах интерференции волн П и М выделение волны М так же, как и при нормальном падении, зависит от типа разреза межсолевых отложений и диапазона регистрируемых частот.

Как видно из приведенного выше анализа, волны П в отдельных случаях могут интерпретироваться как начальные фазы волн М. На рис. 67 приведено сопоставление теоретических и экспериментальных сейсмограмм П и М. На участке временного разреза ОГТ по профилю VIII между скв. Р-21 и Р-28 Южно-Вишанской площади. Межсолевые отложения здесь представлены смешанными литологическими разностями (III тип разреза). В покрывающей верхнесолевой толще в скв. Р-23 однородный высокоскоростной слой мощностью 50 м залегает на расстоянии 150 м от поверхности межсолевых отложений. В скв. Р-21 слой мощностью 50 м залегает на расстоянии 150 м от поверхности межсолевых отложений, в скв. Р-18 слой мощностью 30 м — расстоянии 250 м, а в разделяющей солевой толще выделяются три прослоя карбонатных пород, мощностью 8—10 м. В скв. Р-16

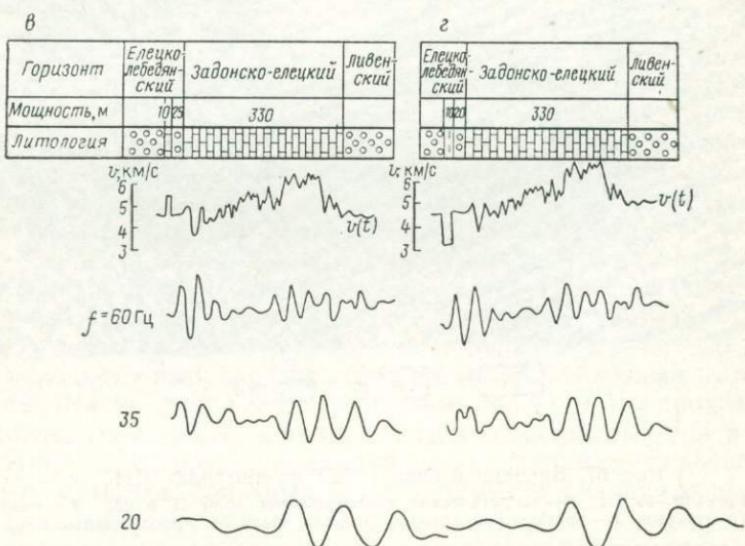
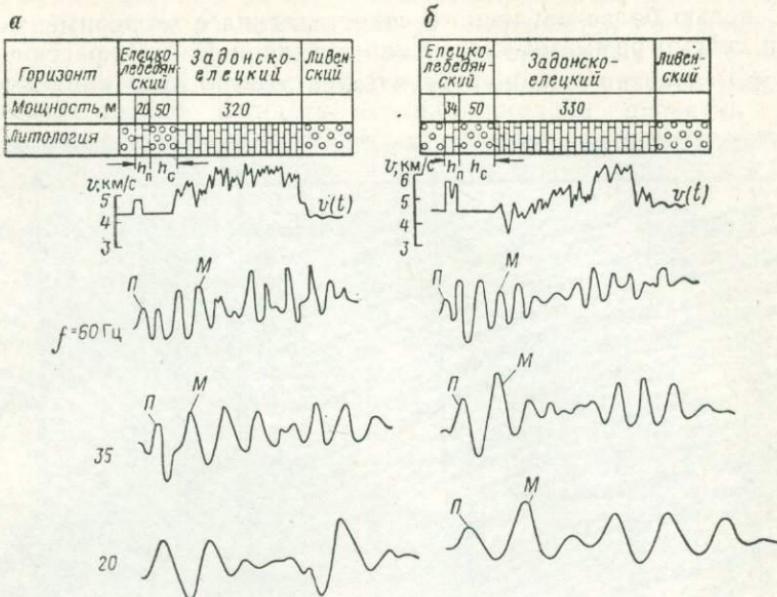


Рис. 66. Теоретические сейсмограммы волн М и П в зонах интерференции.
а, *в* — I тип разреза: скв. Р-5 Чернинская; *б*, *г* — III тип разреза скв. Р-23 Южно-Вишанская

и Р-8 также наблюдается изменение в характере строения и расположении слоев.

С целью более наглядного сопоставления с экспериментальными сейсмограммами трассы записей волн П и М, рассчитан-

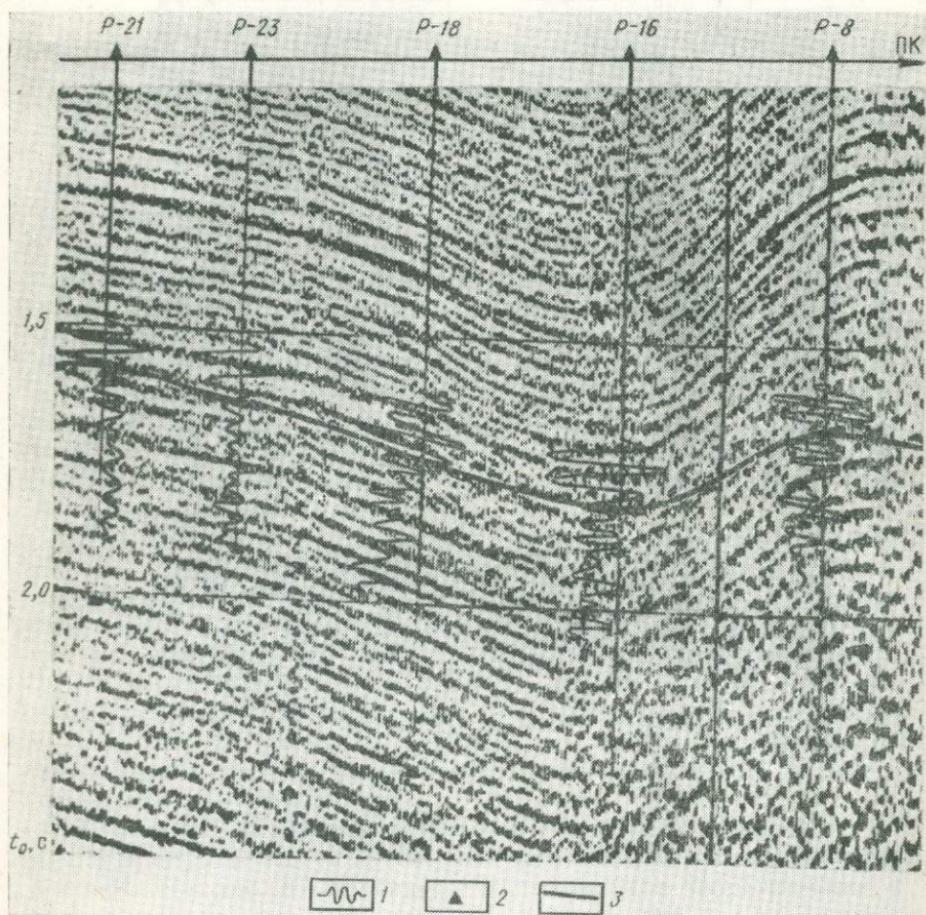


Рис. 67. Временной разрез ОГТ по профилю VIII

Фильтрация 10—45 Гц; 1 — теоретические сейсмограммы волн П и М; 2 — скважины глубокого бурения; 3 — времена, на которых должны были бы прослеживаться волны М

ные для конкретных моделей слоев и межсолевых отложений по разрезам каждой из скважины, нанесены на временной разрез. Сейсмограммы обработаны цифровым фильтром, полоса пропускания которого (10—45 Гц) соответствовала фильтрации, применявшейся при получении временного разреза. Из

рис. 67 видно, что наиболее интенсивные фазы как на теоретических сейсмограммах, так и временном разрезе соответствуют волне П, волны М практически не выделяются на записи. Поскольку при интерпретации экспериментальных материалов корреляция волн осуществляется по наиболее интенсивным фазам, естественно ожидать, что на площадях развития II и III типов разрезов межсолевых отложений в случае записи на низких и средних частотах в связи с малой интенсивностью волн М корреляция будет проводиться по волнам П.

Сопоставление данных эксперимента и теоретических расчетов показало, что в разрезах смешанных литологических разностей запись волн М, осложненная наложением волн П, становится аналогичной записи волн М в разрезах с преимущественно карбонатным составом. При решении задачи прогнозирования литологического состава волны П являются одной из помех, которые нужно исключить с записей волн М. Тщательное изучение особенностей записи волн П и М на низких частотах показало, что волны П отличаются от двух фаз волн М, регистрируемых в начале записи в разрезах I типа межсолевых отложений, по преобладающим периодам и соотношению амплитуд каждого предыдущего экстремума к последующему. Эти различия положены в основу признаков для раздельного опознавания на записи волн П и М.

§ 3. Особенности многократных отраженных волн, регистрируемых на временах волн М

Особенности многократных волн и зависимость их характеристик от скоростного строения изучали по материалам эксперимента и теоретических расчетов, выполненных по программе [147]. Модель среды задавалась пятью массивами: $h_i(\text{м})$ — мощность i -го слоя, $v_i(\text{км}/\text{с})$ — скорость сейсмических волн в этом слое на опорной частоте ($f=50 \text{ Гц}$), $\rho_i(\text{г}/\text{см}^3)$ — объемная плотность, N_i и k — параметры, определяющие частотную зависимость коэффициента поглощения в формуле $\alpha=k\omega^{N_i}$. В качестве исходного импульса принимался широкополосный импульс, показанный на рис. 57, д. Суммарные трассы FM однократных и многократных волн, а также трассы однократных FU и многократных FF обработаны цифровыми фильтрами, что позволило изучить свойства полезных волн и помех в различных частотных диапазонах.

Теоретические сейсмограммы могут дать информацию о поле многократных волн, полезную при интерпретации полевых сейсмограмм, если параметры модели и исходного импульса достаточно близки к действительности. В связи с этим исследовали влияние каждого из параметров, описывающих модель среды, на характер теоретических сейсмограмм на времени М и вели-

чину отношения сигнал/помеха. Теоретические сейсмограммы рассчитывали при приведенных ниже изменениях параметров в модели среды.

Детальность разреза

В качестве объекта исследований использованы материалы акустического каротажа скв. Р-23 Южно-Вишанской (см. рис. 64, A). Для исходного разреза АК вычислялись коэффициенты отражения с шагом 1 м. Осреднение разреза проводили последовательно таким образом, чтобы в модели оставались границы со следующими величинами коэффициентов отражения: $K \leq 0,02$ ($\Delta v_{пл} = 0,15 \div 0,20$ км/с, $\Sigma p_i = 783$ слоя), $K \leq 0,03$ ($\Delta v_{пл} = 0,25 \div 0,30$ км/с, $\Sigma p_i = 483$ слоя), $K \leq 0,04$ ($\Delta v_{пл} = 0,35 \div 0,40$ км/с, $\Sigma p_i = 344$ слоя), $K \leq 0,05$ ($\Delta v_{пл} = 0,40 \div 0,50$ км/с, $\Sigma p_i = 274$ слоя), $K \leq 0,06$ ($\Delta v_{пл} = 0,65 \div 0,70$ км/с, $\Sigma p_i = 182$ слоя).

Учет поглощения

Согласно экспериментальным исследованиям [59] покрывающая толща по поглощающим свойствам делится на две части: надсолевую с $\alpha = 2,1 \cdot 10^{-3}$ м⁻¹ и верхнесолевую с $\alpha = (0,7 \div 0,9) \cdot 10^{-3}$ м⁻¹ для частот 30—50 Гц. Влияние поглощения оценивалось при различных величинах α , как близких к экспериментальным, так и значительно отличающихся от последних (табл. 14).

Теоретические сейсмограммы рассчитывались при линейной ($N = 1,00$) и нелинейной ($N = 0,98; 0,95; 0,93; 0,90$) зависимостях коэффициента поглощения от частоты.

Учет влияния зоны малых скоростей

Экспериментальными исследованиями установлено, что ЗМС в северной части Припятской впадины имеет незначительную мощность (3—10 м). Величины коэффициентов поглощения в ЗМС на частоте $f = 30 \div 50$ Гц составляют $(0,2 \div 0,4) \cdot 10^{-2}$ м⁻¹, а коэффициентов отражения $K_{под}$ от подошвы ЗМС — 0,5—0,6. Оценка влияния ЗМС проводилась путем сопоставления теоретических сейсмограмм рассчитанных без учета зоны малых скоростей и с учетом. При этом использовали приведенные в § 3 настоящей главы значения мощности, коэффициентов поглощения и отражения (см. табл. 14).

Теоретические сейсмограммы, рассчитанные с этими параметрами модели, сопоставляли с экспериментальными трассами и находили наилучшее соответствие между параметрами модели и экспериментальными материалами. Влияние изменения каждого из параметров модели среды на величину отношения сигнал/помеха приведено в табл. 15.

Таблица 14

Величины коэффициентов поглощения (в м^{-1}) в различном диапазоне частот

k	$f, \text{ Гц}$						
	5	20	30	40	50	70	100
Верхнесолевые отложения							
$0,08 \cdot 10^{-5}$	0,000048	0,00020	0,00030	0,00044	0,00055	0,00077	0,001
$0,16 \cdot 10^{-5}$	0,000050	0,00023	0,00034	0,00046	0,00057	0,00080	0,0011
$0,20 \cdot 10^{-5}$	0,000060	0,00024	0,00036	0,00048	0,00060	0,00084	0,0012
$0,25 \cdot 10^{-5}$	0,000078	0,000314	0,000471	0,000623	0,000785	0,00109	0,00157
$0,50 \cdot 10^{-5}$	0,000157	0,000185	0,00094	0,00125	0,00157	0,0022	0,00251
Надсолевые отложения							
$0,25 \cdot 10^{-5}$	0,000078	0,00314	0,000471	0,000628	0,000185	0,00109	0,00757
$0,50 \cdot 10^{-5}$	0,0000157	0,000185	0,00094	0,00125	0,00157	0,0022	0,00251
$0,70 \cdot 10^{-5}$	0,000219	0,0088	0,00132	0,00175	0,00219	0,00301	0,00439
$0,25 \cdot 10^{-4}$	0,000185	0,00314	0,00471	0,00628	0,00785	0,00109	0,0157
Зона малых скоростей							
$0,60 \cdot 10^{-4}$	0,00157	0,00185	0,0094	0,0125	0,157	0,022	0,025
$1,00 \cdot 10^{-4}$	0,00314	0,00125	0,00188	0,251	0,0314	0,0439	0,0628

Примечание. Значения коэффициента k вычислены по формуле $\alpha = k \omega N i$ при $N=1$.

Таблица 15

Влияние изменений параметров
модели среды на величину отношения сигнал/помеха

Влияние параметров Южно-Вишанской скв. Р-23	Средняя величина отношения сигнал/помеха (FU/FP) на времени t_m		
	низкие частоты	средние частоты	высокие частоты
Влияние детальности разреза:			
Σp_i { 783 слоя	0,85	0,45	0,55
483 "	0,85	0,43	0,52
344 "	0,87	0,48	0,63
274 "	1,00	0,53	0,67
182 "	1,00	0,85	0,72
Влияние поглощения:			
$k_1 = k_2 = 0$			
$\Sigma p_i = 483$ слоя (для всех k)	0,85	0,43	0,52
$k_1 = 0,80 \cdot 10^{-6}$	0,82	0,35	0,48
$k_2 = 0,20 \cdot 10^{-5}$			
$k_1 = 0,50 \cdot 10^{-5}$	0,80	0,29	0,35
$k_2 = 0,20 \cdot 10^{-5}$			
$k_1 = 0,10 \cdot 10^{-5}$	0,85	0,27	0,65
$k_2 = 0,25 \cdot 10^{-5}$			
$k_1 = 0,10 \cdot 10^{-5}$	0,79	0,24	0,40
$k_2 = 0,50 \cdot 10^{-5}$			
$k_1 = 0,16 \cdot 10^{-5}$	0,75	0,22	0,35
$k_2 = 0,70 \cdot 10^{-5}$			
Влияние линейной и нелинейной зависимостей коэффициентов поглощения от частоты:			
Линейная			
$N = 1,00$	0,86	0,27	0,45
Нелинейная			
$N = 0,98$	0,85	0,27	0,45
$N = 0,95$	0,85	0,27	0,45
$N = 0,90$	0,85	0,27	0,45
Влияние плотности:			
С учетом плотности в каждом слое,	0,82	0,25	0,43
$\Sigma p_i = 483$ слоя			
Без учета плотности ($\rho = \text{const}$)	0,85	0,27	0,43
$\Sigma p_i = 483$ слоя			
Влияние ЗМС:			
Без учета ЗМС	0,85	0,27	0,43

Окончание табл. 15

Влияние параметров Южно-Вишанской скв. Р-23	Средняя величина отношения сигнал/помеха (FU/FF) на времени t_m		
	низкие частоты	средние частоты	высокие частоты
С учетом ЗМС:			
$K_{\text{под}} = 0,5, k_{\text{ЗМС}} = 20,0 \cdot 10^{-4}, h_{\text{ЗМС}} = 5 \text{ м}$	0,82	0,27	0,43
$K_{\text{под}} = 0,5, k_{\text{ЗМС}} = 1,00 \cdot 10^{-4}, h_{\text{ЗМС}} = 5 \text{ м}$	0,72	0,25	0,35
С учетом ЗМС и ЗПС:			
$K_{\text{под}} = 0,5, k_{\text{ЗМС}} = 1,00 \cdot 10^{-4}, k_{\text{ЗПС}} = 1,5 \cdot 10^{-4}, h_{\text{ЗМС}} = 5 - 10 \text{ м}$	0,78	0,28	0,27

Примечания. 1. k_1 — параметр в надсолевых отложениях, k_2 — в верхнесолевых. 2. При учете влияния линейной и нелинейной зависимостей коэффициентов поглощения от частоты значения k_1 и k_2 были постоянные: $k_1 = 0,10 \cdot 10^{-5}$, $k_2 = 0,25 \cdot 10^{-6}$. 3. ЗПС — зона промежуточных скоростей.

Как видно из табл. 15, изменение различных параметров в модели оказывается меньше на изменении величины отношения сигнал/помеха (FU/FF) в области низких частот, чем на средних и высоких частотах. Наиболее существенно влияют на значения FU/FF изменения параметров, характеризующих детальность разреза, величину поглощения и зону малых скоростей.

Анализ табл. 15 показывает, что во всем диапазоне частот отношение сигнал/помеха не меняется, когда в модели учитываются границы с коэффициентами отражения $K \leq 0,3$. Влияние поглощения оказывается по-разному на отношение FU/FF , которое может как увеличиваться, так и уменьшаться с изменением частоты. На низких частотах изменение параметра k в значительных пределах приводит к несущественному (в 1,1 раза) изменению величины FU/FF . В области средних частот при увеличении k_1 в верхнесолевых отложениях в пределах $(0,10 - 0,50) \times 10^{-5}$ и k_2 в надсолевых в диапазоне $(0,20 - 0,25) \cdot 10^{-5}$ величина FU/FF уменьшается в 1,6 раза. В области высоких частот на отношение FU/FF в основном оказывает влияние параметр k_2 в надсолевой части разреза. Так, при постоянной величине k_1 увеличение значения k_2 в 2 раза приводит к уменьшению отношения FU/FF в 1,6 раза.

При расчетах без учета зоны малых скоростей отношение FU/FF может быть занижено в 1,4—1,6 раза.

Наилучшее сопоставление экспериментальных и теоретических сейсмограмм, когда повторяются многие характерные особенности формы записи и относительной интенсивности различ-

ных ее частей в диапазоне времен t_m (рис. 68), получено при следующих параметрах модели: $\Sigma p_i = 483$ слоя, $k_1 = 0,10 \cdot 10^{-5}$, $k_2 = 0,25 \cdot 10^{-5}$, $k_{3MC} = 1,00 \cdot 10^{-4}$, $N = 1$, $\rho = \text{const}$.

Особенности многократных волн изучались как в широкой полосе частот, так и на различных узкополосных фильтрациях. Пример теоретических трасс однократных FU и многократных FF волн, рассчитанных с широкополосным импульсом (см. рис. 57, δ) для скоростного разреза скв. Р-5 Чернинской, приве-

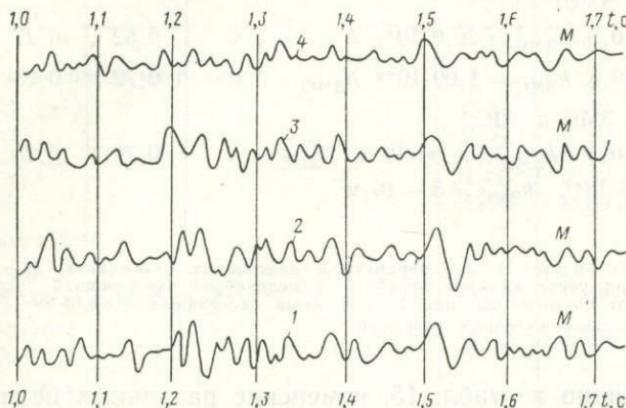


Рис. 68. Сопоставление теоретических и экспериментальных сейсмограмм
1 — экспериментальная сейсмограмма; теоретические сейсмограммы, рассчитанные при
следующих параметрах модели ($\Sigma p_i = 483$; $N = 1,00$): 2 — $k_1 = 0,10 \cdot 10^{-5}$, $k_2 = 0,25 \cdot 10^{-5}$,
 $k_{3MC} = 1,00 \cdot 10^{-4}$, $k_1 = 0,50 \cdot 10^{-5}$, $k_2 = 0,80 \cdot 10^{-5}$, $k_{3MC} = 1,00 \cdot 10^{-4}$

ден на рис. 69. Видно, что многократные волны с увеличением времени затухают медленнее, чем однократные. В суммарной трассе FM до времени 0,6—0,7 с основную роль играют однократные волны (отношение FU/FF в среднем меняется в пределах 6,0—2,0). С возрастанием времени преобладающий вклад в волновое поле начинают вносить многократные волны. На времени регистрации t_m отношение амплитуд однократных и многократных волн не является постоянным. Его максимальные величины (0,5—0,6) приурочены к наиболее резким скоростным границам (в рассматриваемом случае к кровле и подошве). Средняя величина отношения FU/FF составляет 0,40. Аналогичный характер трасс FU , FF , FM получен для скоростных разрезов других скважин (Р-25 Сосновская, Р-1 Мармовичская и др.).

Сейсмограммы, рассчитанные с широкополосным импульсом, воспроизведены на различных фильтрациях. Записи FU , FF и FM для различных фильтраций показаны на рис. 70. Из анализа этих трасс на низкочастотных фильтрациях (9—25 и 15—30 Гц) видно, что, начиная со времени 0,7—0,9 с многократные волны

Горизонт	Данковский	Ельцовско-лебедянский												Задонская слегкий	
Глубина, км	0,510	0,771	0,942	1,172	1,296	1,192	1,616	1,840	2,092	2,245	2,490	2,713	2,950	3,200	3,535
Время, с	0,4	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8	1,9
Литология	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

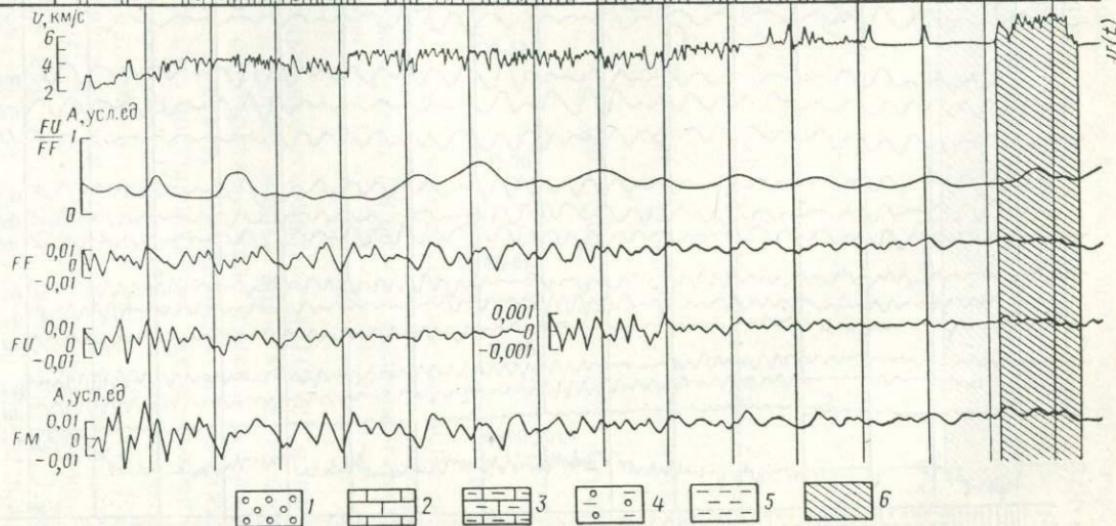


Рис. 69. Теоретические сейсмограммы однократных FU , многократных FF волн и суммарная трасса однократных+многократных FM волн, рассчитанные с широкополосным импульсом по скв. Р-5 Чернинской
 1 — соль; 2 — известняки; 3 — глинистые известняки; 4 — соль с глинистыми пропластками; 5 — глины; 6 — временной диапазон прослеживания волн М

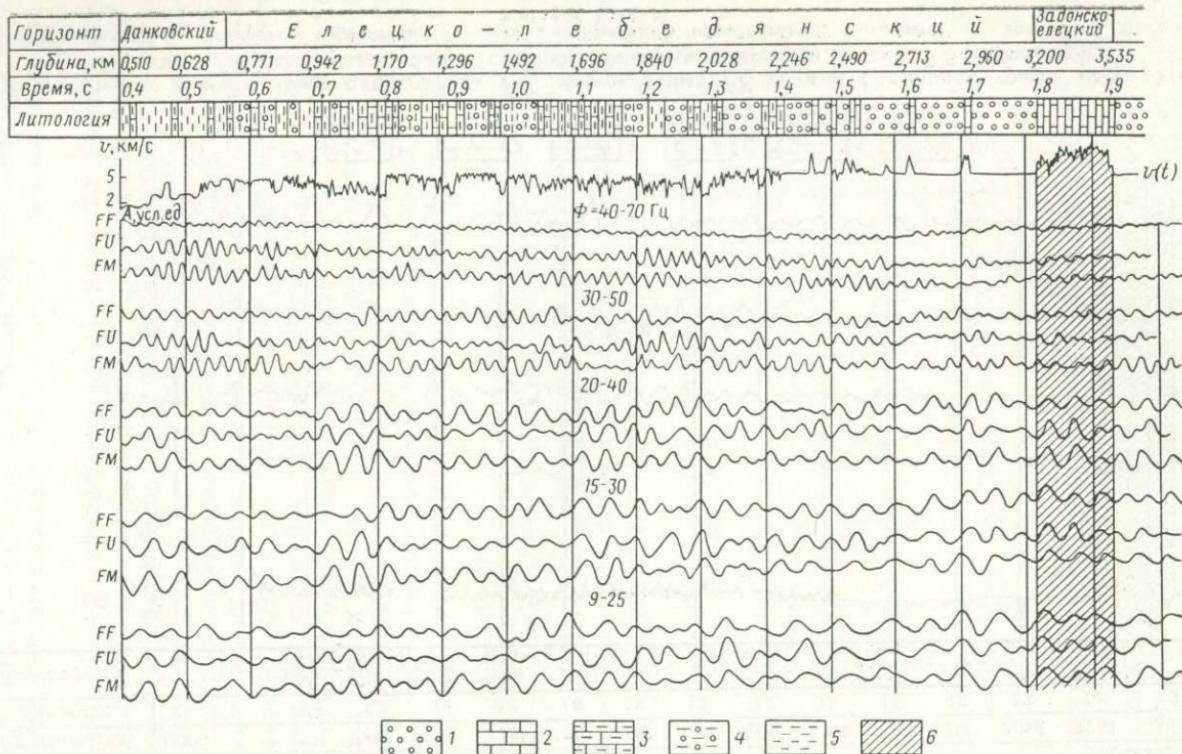


Рис. 70. Теоретические сейсмограммы однократных FU , многократных FF волн и суммарная трасса однократных+многократных FM волн на различных фильтрациях по скв. Р-5 Чернинской
Условные обозначения те же, что на рис. 69

вступают почти синфазно с одновременными им однократными волнами. Во временном диапазоне t_m трассы FU и FF подобны: однократные и многократные волны, выделяемые в виде отдельных импульсов, близки по форме записи, сдвиг по фазе между наиболее интенсивными импульсами составляет менее 0,25 периода. По времени регистрации интенсивные фазы на суммарной трассе FM практически совпадают с таковыми однократ-

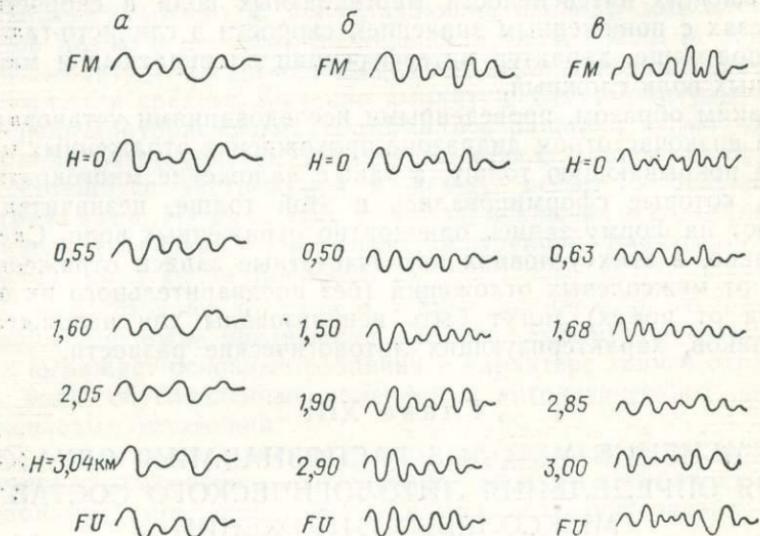


Рис. 71. Сопоставление экспериментальных сейсмограмм ВСП с теоретическими сейсмограммами однократных волн FU и суммарной сейсмограммой однократных + многократных FM волн на различных глубинах

Фильтрация Φ , Гц: $a - 9-25$, $b - 20-40$, $v - 30-50$

ных волн (запаздывание составляет $\pm 0,01$ с) и имеют форму записи, близкую к форме записи волн M , т. е. многократные волны усиливают однократные, мало изменяя их форму записи.

Достоверность выводов, вытекающих из анализа теоретических сейсмограмм, подтверждается материалами ВСП. По данным ВСП в скв. Р-5 Чернинской на различных глубинах определена форма записи волн M (рис. 71). Из рис. 71, a , b видно, что характер записи этих волн вблизи кровли межсолевых отложений ($H = 3,04$ км) имеет хорошее подобие с формой записи на трассе FM : совпадают число фаз и относительная интенсивность начальных и конечных фаз. Вверх по вертикальному профилю характер записи волн M меняется незначительно. В основных чертах форма их записи вблизи кровли межсолевых отложений и на поверхности подобна, что подтверждают результаты теоретических исследований.

На средних частотах обнаруживается сложный характер интерференции многократных волн с волнами M (см. рис. 71, v).

Видно, что форма колебания волн М непрерывно меняется по вертикальному профилю. Вблизи кровли межсолевых отложений форма записи этих волн мало сопоставима: не совпадают число фаз и относительная интенсивность начальных и конечных фаз, что объясняется сложным характером интерференции волн М с многократными волнами.

На высоких частотах отмечается тенденция к более резкому уменьшению интенсивности многократных волн в скоростных разрезах с пониженным значением скорости в глинисто-галитовой подтолще, характер интерференции однократных и многократных волн сложный.

Таким образом, проведенными исследованиями установлено, что в низкочастотном диапазоне прохождение отраженных волн через покрывающую толщу, а также наложение многократных волн, которые сформировались в этой толще, незначительно влияют на форму записи однократно отраженных волн. Следовательно, в этих условиях низкочастотные записи отраженных волн от межсолевых отложений (без предварительного их очищения от помех) могут быть использованы для нахождения признаков, характеризующих литологические разности.

Глава XIII

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ РАСПОЗНАВАНИЯ ОБРАЗОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА МЕЖСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

§ 1. Признаки формы записи волн М и оценка их информативности

Процесс распознавания включает в себя следующие основные этапы: получение исходного описания, нахождение системы признаков и построение решающего правила. Исходным описанием в нашем случае являются динамические особенности волн М в каждом из типов разрезов. Набор признаков разработан на основе проявления каждого из типов разрезов в волновых полях М, регистрируемых на низких частотах. В разрезах с преимущественно карбонатным составом (I тип) в зависимости от мощности межсолевых отложений волны М представлены либо двумя интенсивными фазами в начале и конце записи, либо неразрешенной группой из трех-четырех фаз. В разрезах смешанных литологических разностей (III тип) максимальные фазы регистрируются в конечной части записи. Для разрезов с преимущественно глинисто-мергельным составом (II тип) характерна слабоинтенсивная и более низкочастотная запись, чем в предыдущих типах.

В исходном пространстве признаков необходимо сохранить эти особенности записи, а именно признаки должны: различать

расстояние между началом записи волн М и максимальными фазами, учитывать изменение формы записи волн М при изменении мощности, изменение преобладающих периодов и интенсивности различных частей записи.

Так как экспериментальные записи могут быть осложнены наложением разных помех, связанных с условиями возбуждения и приема, то предварительно следует определить максимальные амплитуды и преобладающие периоды между ними. С этой целью в пределах длительности записи волн М определяли амплитуды экстремальных точек, исключая максимальную, и вычисляли среднее значение амплитуд. Все амплитуды меньше средней отбрасывали (принимались равными нулю). Далее находили расстояние во времени от начала записи до первого из оставшихся экстремумов и между всеми последующими экстремумами. Из длин этих отрезков, исключая максимальную, определяли среднюю. На основе полученной информации составляли следующие признаки:

C_1 — расстояние от начала записи до первого экстремума, оставшегося после исключения средней амплитуды; этот признак выражает основные различия в характере записи отраженных волн, обусловленные изменением литологического состава межсолевых отложений;

C_2 — отношение максимального отрезка к среднему; признак учитывает изменения соотношений между преобладающими периодами записи при изменении мощности межсолевых отложений;

C_3 — координаты середины максимального отрезка;

C_4 — отношение координаты C_3 к координате первого экстремума; признаки C_3 и C_4 учитывают изменение формы записи отраженных волн при изменении мощности межсолевых отложений;

C_5 — отношение общей длительности записи к координате середины максимального отрезка; этот признак подчеркивает различие в записях отраженных волн при изменении литологических разностей и их мощностей;

C_6 — отношение максимальной амплитуды к амплитуде в начале записи;

C_7 — отношение максимальной амплитуды к амплитуде в конце записи;

C_8 — отношение общей длительности записи к координате первого экстремума (отсчет от начала записи t_M);

C_9 — отношение общей длительности записи к координате последнего экстремума.

Эти признаки характеризуют изменение внутренней структуры записи волн М при изменении типа разреза межсолевых отложений и его мощности. Все признаки могут быть определены вполне формально, что обеспечивает объективную процедуру их измерения при автоматической обработке. Признаки C_1-C_5 —

можно назвать группой частотных признаков, так как они оценивают изменение преобладающих периодов записи, обусловленных изменением типа разреза межсолевых отложений и их мощности. Признаки C_6 — C_9 — группа амплитудных признаков, поскольку они характеризуют внутреннюю структуру записи (по соотношению амплитуд) в каждом из типов разрезов.

Из приведенного выше видно, что разработанное пространство признаков, помимо изменений литологического состава, учитывает ряд других факторов, влияющих на форму записи волны M и ее интенсивность (изменение мощности, ошибки, связанные с недоучетом влияния условий возбуждения и приема и т. п.). Для выяснения, как в разработанном пространстве признаков действуют те или иные факторы, проведен факторный анализ по программам, которые составлены в математическом секторе БелНИГРИ.

Факторный анализ является ветвью многомерного анализа, исследующего внутреннюю структуру матриц корреляций (корреляций) [75]. При использовании факторного анализа нужно найти минимальное число таких случайных величин f_1, f_2, \dots, f_k , после учета которых корреляционная матрица исходных переменных (показателей) превратится в диагональную; т. е. корреляции между переменными должны стать незначительными.

В факторном анализе основным предположением является равенство

$$x_p = \sum_{r=1}^k l_{pr} f_r + l_p, \quad p = 1, 2, \dots, m,$$

где x_p — наблюдаемые переменные; f_n — n -ый фактор; l_{pr} — коэффициенты при f_n ; k — число факторов; l_p — остатки, являющиеся источниками отклонений, действующие только на x_p .

Случайные величины предполагаются независимыми как между собой, так с k величинами f_n . Коэффициенты l_{pr} называют нагрузкой n -го фактора в p -й переменной или нагрузкой p -й переменной на n -й фактор. Основное предположение факторного анализа состоит в том, что множество наблюдаемых коррелированных переменных x_p можно описать меньшим числом переменных или факторов f_n и множеством независимых остатков. Главный интерес представляет фактор f_n .

Факторный анализ проведен по выборке из 95 экспериментальных сейсмограмм волн M , соответствующих различным типам межсолевых отложений. Общее представление о характере статистической связи между различными признаками, отражающими изменение состава межсолевых отложений в волновых полях M , можно получить, анализируя матрицу парных коэффициентов корреляции r .

Как видно из табл. 16, существует довольно тесная связь ($r \geq 0,5$) между признаками частотной группы. Причем, наиболее значимая связь наблюдается между признаками $C_2 - C_4$. В группе амплитудных признаков коэффициенты корреляции низкие и связь между ними можно считать незначимой. Весьма низкие коэффициенты корреляции отмечаются между обеими группами (исключая C_8).

Таблица 16

Значения парных коэффициентов корреляции

Признаки	r для признаков								
	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	C_6	C_7	C_8	C_9
C_1	1,00	-0,35	-0,32	-0,61	0,51	0,01	0,11	-0,71	-0,04
C_2	0,35	1,00	0,74	0,67	-0,44	-0,19	-0,21	-0,68	-0,34
C_3	-0,32	0,74	1,00	0,89	-0,72	-0,01	-0,09	-0,77	-0,44
C_4	-0,61	0,67	0,89	1,00	-0,76	-0,02	-0,05	0,93	-0,31
C_5	0,51	-0,44	-0,72	-0,76	1,00	0,02	0,03	0,92	-0,33
C_6	0,01	-0,19	-0,01	-0,02	0,02	1,00	0,47	0,14	0,04
C_7	0,11	-0,21	-0,09	-0,05	0,03	0,47	1,00	0,15	0,01
C_8	-0,71	-0,68	-0,77	0,93	0,92	0,14	0,15	1,00	-0,27
C_9	-0,04	-0,34	-0,44	-0,31	-0,33	0,04	0,01	-0,27	1,00

Из анализа табл. 16 можно заключить, что различная связь между признаками отражает итог разнородных действий. На основе этой таблицы получена матрица факторных нагрузок (табл. 17). В целом выявлены три основных фактора, определяющие в совокупности 80% общей изменчивости переменных: первый с весом 50%, второй — 17%, третий — 13%.

Таблица 17

Значения факторных нагрузок

Факторы	Признаки								
	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	C_6	C_7	C_8	C_9
I	0,76	-0,72	-0,83	-0,96	0,78	-0,33	0,04	-0,96	0,26
II	0,05	-0,28	-0,05	0,06	0,03	0,84	0,86	0,18	0,01
III	-0,48	-0,26	-0,40	-0,12	0,34	-0,04	-0,36	-0,02	0,85

В первом факторе (вес. 50%) наибольшие нагрузки приходятся на признаки $C_1 - C_5$ и C_8 , причем нагрузки на признаки C_1 и C_5 которые отражают изменение состава межсолевых от-

ложений, являются положительными, а на признаки $C_2 - C_4$ и C_8 , учитывающие изменения мощности — отрицательными. Это дает возможность интерпретировать первый фактор, как изменение основных особенностей состава межсолевых отложений.

Наибольшие нагрузки на второй фактор (вес 17%) имеют только два признака — C_6 и C_8 , т. е. признаки, отражающие внутреннюю структуру записей волн М. Нагрузки на все остальные признаки имеют небольшую значимость. Этот фактор можно объяснить как влияние различного рода помех на запись волн М.

В третьем факторе (вес 13%) наибольшие нагрузки приходятся на признаки C_1 и C_9 , причем нагрузки имеют разные знаки, что позволяет интерпретировать этот фактор как влияние мощности (длительности записи) межсолевых отложений.

Таблица 18

Оценка влияния различных комбинаций из групп частотных и амплитудных признаков на эффективность распознавания:

№ п/п	Комбинации признаков	Критерии отнесения		
		ρ	α	r
1	$C_1 - C_5$	0,60	0,55	0,25
2	$C_6 - C_9$	0,45	0,45	0,25
3	C_4, C_5	0,25	0,25	0,15
4	$C_2 - C_4$	0,35	0,45	0,20
5	C_1, C_5, C_8	0,35	0,35	0,15
6	C_2, C_3	0,40	0,35	0,10
7	C_2, C_4	0,35	0,35	0,10
8	C_2, C_8	0,35	0,35	0,10
9	C_3, C_4	0,35	0,45	0,15
10	C_3, C_5	0,35	0,45	0,15
11	C_3, C_1, C_8	0,35	0,45	0,10
12	C_1, C_3	0,35	0,45	0,10
13	C_6, C_7, C_9	0,35	0,35	0,15
14	C_3, C_6, C_7	0,25	0,25	0,11
15	C_3, C_6, C_7, C_8	0,35	0,35	0,11
16	$C_3, C_6 - C_9$	0,45	0,45	0,15
17	C_1, C_6, C_7, C_9	0,45	0,45	0,15
18	$C_1, C_6 - C_9$	0,35	0,35	0,15
19	$C_5 - C_9$	0,40	0,35	0,15
20	$C_1 - C_9$	0,95	0,95	0,65
21	$C_2, C_1, C_3 - C_9$	0,80	0,80	0,50
22	$C_3, C_2, C_1, C_4 - C_9$	0,80	0,80	0,50
23	$C_4, C_3, C_2, C_1, C_5 - C_9$	0,75	0,75	0,45
24	$C_1, C_3 - C_5, C_2, C_6 - C_9$	0,75	0,75	0,45
25	$C_1, C_2, C_3, C_4, C_5, C_8, C_6, C_7, C_9$	0,85	0,85	0,50
26	$C_1, C_2, C_4, C_5, C_8, C_3, C_6, C_7, C_9$	0,85	0,85	0,50
27	$C_1 - C_5, C_8$	0,60	0,55	0,25

Примечание. ρ — эффективность распознавания по расстоянию; α — то же, по углу; r — то же, по критерию гиперсферы.

Так как в разработанном пространстве признаков 50% общей изменчивости динамических характеристик волн М приходится на первый фактор, есть основание полагать, что эти признаки объективно отражают основные изменения литологического состава межсолевых отложений.

Ниже приводится оценка влияния различных комбинаций из групп частотных и амплитудных признаков на эффективность распознавания. Результаты распознавания приведены в табл. 18. Как видно из табл. 18, отдельно взятая группа только частотных (1) или амплитудных (2) признаков обеспечивает невысокую эффективность распознавания. Однако относительная эффективность распознавания выше в первой группе, чем во второй. Кроме того, подключение признака C_8 (амплитудного) к группе частотных (27) повышает эффективность распознавания, а отбрасывание его из группы амплитудных (13) — резко ее понижает. Сравнительно низкая эффективность распознавания обеспечивается при применении комбинаций из двух-трех признаков (3—14) в каждой из групп. При совместной комбинации всех признаков из обеих групп (20—26) эффективность распознавания резко возрастает, причем наилучшей комбинацией является $C_1—C_9$ (20). При отбрасывании из этой комбинации (20) признаков C_6 и C_7 эффективность распознавания понижается незначительно (например, от 0,95 до 0,80). На основании проведенного анализа при дальнейших исследованиях применялась комбинация из признаков $C_1—C_9$.

§ 2. Программы распознавания образов и возможность их применения для прогноза литологического состава по записям волн М

Из наиболее известных и хорошо геологически опробованных алгоритмов использованы алгоритмы распознавания по расстоянию, углу и включения в гиперсферу [143], а также метод дискриминантной функции [66]. Метод распознавания по расстоянию состоит в следующем. Составляется матрица (C_{ijm}) исходных данных по каждому классу i, j, n . Этой матрице ставится в соответствие нормированная матрица (x_{ijm}), где

$$x_{ijm} = \Theta_m C_{ijm}; \quad i=1, 2; \quad j=1, 2;$$

$$\Theta_m = \frac{\bar{C}_1}{\bar{C}_m}; \quad C_m = \sum_{j=1}^{n_1+n_2} \frac{C_{ijm}}{n_1 + n_2};$$

$$n = 1, 2, \dots, k,$$

причем принимается, что $\Theta_m = 1$.

Для каждого класса раздельно вычисляем координаты центров

$$\bar{x}_{1m} = \sum_{j=1}^{n_1} x_{ijm} / n_1;$$

$$\bar{x}_{2m} = \sum_{j=1}^{n_2} x_{ijm} / n_2.$$

Затем по $C_{ijm} = \{x_{i,j1}, x_{i,j2}, \dots, x_{i,jk}\}$ рассчитывают расстояния в евклидовом пространстве между каждым объектом Cw и центрами «своего» ($\varphi=1$) и «чужого» ($\varphi \neq 1$) классов

$$p_{ij} = \sqrt{(x_{ijm} - \bar{x}_{pm})^2},$$

где $p_{ij(\varphi=1)}$ — расстояние объекта i -го класса до центра этого класса, $p_{ij(\varphi \neq 1)}$ — расстояние объекта i -го класса до центра другого класса.

Объект Cw относится к первому классу, если

$$p_{ij1} < p_{ij2}$$

ко второму при

$$p_{ij2} < p_{ij1}.$$

При распознавании по углу рассчитывают косинусы углов между вектором \vec{C}_{ij} и «своим» центром — $\alpha_{ij(\varphi=1)}$, а также между вектором \vec{C}_{ij} и «чужим» центром — $\alpha_{ij(\varphi \neq 1)}$

$$\alpha_{ij\varphi} = \sum_{m=1}^k \frac{x_{ijm} \bar{x}_{im}}{l_{ij} l_1}.$$

Объект Cw относится к первому классу, если

$$\alpha_{ij1} > \alpha_{ij2},$$

и ко второму классу при

$$\alpha_{ij1} < \alpha_{ij2}.$$

Распознавание по критерию гиперсфер состоит в следующем. В каждом классе из всех расстояний $p_{ij(\varphi=1)}$ находится максимальное, которое назовем радиусом i -й гиперсферы r_i .

$$r_i = \sup \{p_{i1}, p_{i2}, p_{i3}, \dots, p_{in}\}.$$

Объект Cw относится к первому классу, если

$$\rho(Cw, \bar{C}_1) < r_1;$$

$$\rho(Cw, \bar{C}_2) > r_2$$

и ко второму классу при

$$\rho(Cw, \bar{C}_1) > r_1;$$

$$\rho(Cw, \bar{C}_2) < r_2.$$

Объект Cw находится в области пересечения гиперсфер, когда

$$\rho(Cw, \bar{C}_1) < r_1;$$

$$\rho(Cw, \bar{C}_2) < r_2$$

и не относится ни к тому, ни к другому классу, если

$$\rho(Cw, \bar{C}_1) > r_1;$$

$$\rho(Cw, \bar{C}_2) > r_2.$$

В процессе исследований нами было установлено, что разрезы с преимущественно глинисто-мергельным составом (II тип) характеризуются минимальным радиусом гиперсферы среди множества Cw , соответствующего разрезам смешанных литологических разностей (второй класс). Из множества Cw II тип разрезов можно выделить следующим образом. Во втором классе из всех радиусов гиперсфер r находится минимальное расстояние ρ . Объект относится к первому классу, если $r < \rho$ и ко второму, когда $r > \rho$.

Метод дискриминантной функции сводится к построению решающего правила, позволяющего относить некоторый наблюдаемый объект к одному из заданных классов, когда заранее неизвестно, к какому из них он принадлежит. Для случая двух совокупностей линейная дискриминантная функция, являющаяся искомым решающим правилом, была построена Фишером [66]. Идея Фишера заключалась в сокращении числа C измеряемых признаков до одной величины, представляющей собой линейную функцию

$$\rho = l_1 C_1 + l_2 C_2 + \dots + l_p C_p$$

(l_1, l_2, \dots, l_p — коэффициенты),

и в отнесении объекта к одному из двух классов в зависимости от того, какое значение примет ρ (больше или меньше критического).

Для обучения были взяты 11 сейсмограмм, соответствующих разрезам с преимущественно карбонатным составом межсолевых отложений (I тип, класс 1) и семь сейсмограмм, характеризующих разрезы смешанных литологических разностей (III тип, класс 2). В табл. 19 приведены компоненты исходных признаков, по которым устанавливалось правило распознавания. Результаты распознавания по расстоянию, углу, дискриминантной функции приведены в табл. 20.

Из табл. 20 видно, что как по первой, так и по второй программам обеспечивается довольно высокая эффективность распознавания. В случае распознавания методом линейной дискриминантной функции ошибок при обучении не получено. На

Таблица 19

Компоненты исходных признаков на эталонных объектах

Класс	Наименование объекта (скважина)	Значения признаков								
		<i>C₁</i>	<i>C₂</i>	<i>C₃</i>	<i>C₄</i>	<i>C₅</i>	<i>C₆</i>	<i>C₇</i>	<i>C₈</i>	<i>C₉</i>
1	P-2 Чернинская	18	2,2	76	4,2	2,6	2,2	1,4	11	1,3
	P-5 "	20	2,0	102	5,1	1,9	1,3	1,0	10	1,4
	P-1 Моисеевская	14	5,7	80	5,7	2,0	1,3	1,2	13	1,4
	P-1 Северо-Калиновская	16	8,0	100	6,2	2,5	1,0	1,2	16	1,2
	P-2 "	16	4,6	102	6,4	2,2	1,8	1,0	14	1,4
	P-5 "	20	6,0	98	4,9	2,2	1,0	1,2	11	1,1
	P-14 Сосновская	12	18,0	56	4,0	2,5	2,5	2,5	15	1,3
	P-13 "	14	1,8	56	4,0	2,5	1,1	1,0	10	1,9
	P-25 "	30	1,1	30	1,0	3,6	1,0	1,0	6,7	1,4
	P-60 Осташковичская	14	1,5	69	4,9	1,7	1,0	1,5	9,0	1,4
	P-9 Мармовичская	26	2,0	95	3,5	1,4	1,0	1,0	8,5	1,3
2	P-3 Северо-Домановичская	36	1,0	18	0,5	5,5	1,0	1,0	2,2	1,4
	P-11 "	40	1,0	20	0,5	7,0	1,2	18,0	3,9	2,0
	P-23 Южно-Вишанская	72	1,1	36	0,5	5,5	1,8	1,8	2,7	1,4
	P-21 "	32	1,4	46	0,5	6,0	2,0	1,2	5,9	1,9
	P-1 Мармовичская	56	2,0	28	0,5	3,5	1,0	1,0	4,6	1,2
	P-25 Южно-Вишанская	112	1,0	56	0,5	3,9	1,4	1,5	1,9	1,2
	P-26 "	48	1,5	24	0,5	4,0	1,4	1,4	4,1	1,3

практике можно применять обе программы (алгоритм программы по расстоянию и углу проще при ручном счете).

Прогнозными объектами служили записи волн М, зарегистрированные как на вертикальных, так и на горизонтальных профилях. В одной и той же скважине параметры записи волн М снимали с сейсмограмм вертикального профиля вблизи поверхности межсолевых отложений и с сейсмограмм, зарегистрированных при наземных наблюдениях. Использовались записи, воспроизведенные на фильтрации 9—25 Гц. Результаты прогноза приведены в табл. 21.

Сопоставление результатов распознавания (см. табл. 21) с литологическими разрезами скважин (данные керна, нейтронного и гамма-каротажа, БКЗ и акустического каротажа) показало, что ошибок при прогнозе состава межсолевых отложений по записям волн М не получено. На основании анализа сейсмограмм и результатов прогноза установлено, что прогноз состава межсолевых отложений по записям волн М позволяет выделить разрезы III типа при мощности $h \geq 30$ м глинисто-мергельных пород в верхней части, что можно считать разрешающей способностью этих методов. При меньшей мощности глинисто-мергельных пород в верхней части разрезы относятся к I типу. Примером может служить скв. Р-1 Кнышевичская, где мощность мергельных пород в верхней части составляет 20 м. По

Таблица 20

Эффективность распознавания образов по углу, расстоянию и дискриминантной функции на эталонных объектах

Класс	Наименование объекта (скважина)	Метод распознавания		
		ρ	α	по дискриминантной функции — отнесение к классу
1	2	3	4	5
1	P-2 Чернинская	1	1	1
	P-5	1	1	1
	P-1 Моисеевская	1	1	1
	P-1 Северо-Калиновская	1	1	1
	P-2	1	1	1
	P-5	1	1	1
	P-14 Сосновская	1	1	1
	P-13	1	1	1
	P-25	1	1	1
	P-60 Осташковическая	1	1	1
2	P-9 Мармовичская	1	1	1
	P-3 Северо-Домановичская	1	1	2
	P-11	1	1	2
	P-23 Южно-Вишанская	1	1	2
	P-21	0	1	2
	P-25	1	1	2
	P-26	1	1	2
P-1	Мармовичская	1	0	2
	Эффективность распознавания	0,95	0,95	

Примечания. 1. В графах 3 и 4 индексы 1 и 0 обозначают соответственно верно или неверно опознан объект. 2. По дискриминантной функции вероятность отнесения к соответствующему классу для всех скважин равна единице.

результатам прогноза (см. табл. 21) разрез этой скважины отнесен к I типу. Тот факт, что прогноз достаточно уверенно осуществляется по записям волн M , зарегистрированным как вблизи кровли межсолевых отложений, так и на поверхности, позволяет применить эти методы для изучения изменений литологического состава межсолевых отложений по профилю, используя наземные записи волн M .

В рассмотренных примерах разброс в значениях преобладающих периодов волн M , снятых с записей вблизи кровли межсолевых отложений и на поверхности, достигает $\pm 30-35\%$, относительная интенсивность различных частей записи изменяется в пределах $\pm 20-25\%$. При этом результатами прогноза с использованием методов распознавания образов выделен один и тот же тип разреза. При разбросе в величинах преобладающих периодов $\pm 35\%$ вероятность отнесения к одному типу понижается с 1,00 до 0,80 (см. табл. 21, скв. Р-22 Давыдовская).

**Эффективность распознавания образов по углу,
расстоянию и дискриминантной функции на прогнозных объектах**

Наименование объекта (скважина)	Метод распознавания			
	ρ	α	по дискри- минантной функции — отнесение к классу	вероятность отнесения к классу по дискриминант- ной функции
1	2	3	4	5
P-6 Шатилковская	1	1	1	0,95
То же	1	1	1	0,90
P-8 Шатилковская	1	1	1	0,98
То же	1	1	1	0,98
P-1 Северо-Чернинская	1	1	1	0,95
То же	1	1	1	0,95
P-6 Чернинская	1	1	1	1,00
То же	1	1	1	1,00
P-1 Кореневская	2	2	2	1,00
То же	2	2	2	1,00
P-6 Южно-Октябрьская	2	2	2	1,00
То же	2	2	2	1,00
P-9 Южно-Октябрьская	2	2	2	0,10
То же	2	2	2	0,98
P-16 Южно-Вишанская	2	2	2	0,88
То же	2	2	2	0,88
P-1 Комаровичская	2	2	2	0,86
То же	2	2	2	0,75
P-3 Северо-Калиновская	2	2	2	0,86
То же	2	2	2	0,86
P-6 Северо-Калиновская	1	1	1	1,00
То же	1	1	1	0,85
P-1 Любанская	1	1	1	1,00
То же	1	1	1	1,00
P-10 Давыдовская	2	2	2	0,95
То же	2	2	2	0,95
P-20 Давыдовская	1	1	1	0,85
То же	1	1	1	0,83
P-22 Давыдовская	1	1	1	1,00
То же	1	1	1	0,80
P-1 Кнышевичская	1	1	1	0,86
То же	1	1	1	0,80
P-2 Березинская	1	1	1	1,00
То же	1	1	1	0,95

Примечания. 1. В графе 1 верхняя строка для каждой из скважин соответствует распознаванию по записям волн М, снятых с сейсмограмм вертикального профиля вблизи кровли межсолевых отложений, нижняя — с сейсмограммами, зарегистрированными при наземных наблюдениях. 2. В графах 2 и 3 цифры 1 и 2 — классы межсолевых отложений.

Последнее дает основание считать, что при таком разбросе на экспериментальных записях волн М, прогноз литологического состава межсолевых отложений по наземному профилю может быть достаточно уверенным.

§ 3. Определение литологического состава межсолевых отложений по экспериментальным материалам ОГТ с использованием методов распознавания образов

Прогноз литологического состава межсолевых отложений выполнен по экспериментальным материалам ОГТ отдельных профилей, расположенных в пределах северной части Припятской впадины. Ниже приводятся результаты прогноза по профилям, расположенным в пределах Чернинской, Северо-Домановичской и Борисовской площадей.

Методика обработки включала в себя последовательно следующие этапы. По записям, воспроизведенным способом отключения на фильтрации 9—25 Гц, выделяли фазы в пределах всей длительности записи волн М. Правильность выбора длительности записи контролировали путем сопоставления экспериментальных записей с теоретическими трассами, рассчитанными по данным акустического каротажа. В случае отсутствия на исследуемом участке профиля материалов акустического каротажа длительность записи уточнялась по теоретическим сейсмограммам, рассчитанным по другим скважинам с одинаковой мощностью межсолевых отложений.

В пределах длительности записи, равной двум периодам, снимали признаки, необходимые для распознавания волн П и М. По этому пространству признаков с использованием программ распознавания образов проводили исследование этих записей на принадлежность их к волнам П и М. Далее в пределах длительности записи волны М снимали и вычисляли признаки, нужные для прогноза литологического состава. Эталонная выборка включала записи волн М I и III типов разрезов, приведенные в табл. 20 и 21.

Чернинская площадь. Участок профиля 035/74 расположен в межкупольной зоне между скв. Р-5 и Р-2 Чернинскими (рис. 72). Из рис. 72 видно, что динамические характеристики фаз, отождествляемых с кровлей межсолевых отложений (1,91—1,95 с), в пределах профиля не выдерживаются постоянными. Наиболее интенсивные и хорошо динамически выраженные фазы прослеживаются в районах указанных скважин. Интенсивность этих фаз падает между пикетами 32,12 и 44,12, что видно из рис. 73, где сейсмограммы записаны способом отключения. Связывать изменчивость волновой картины с влиянием поверхностных условий, а также с недостаточной эффективностью обработки не представляется возможным, так как более

глубокие горизонты в пределах этих пикетов прослеживаются уверенно (см. рис. 72).

На рис. 74 представлены результаты прогноза литологического состава межсолевых отложений по записям волн М. Вид-

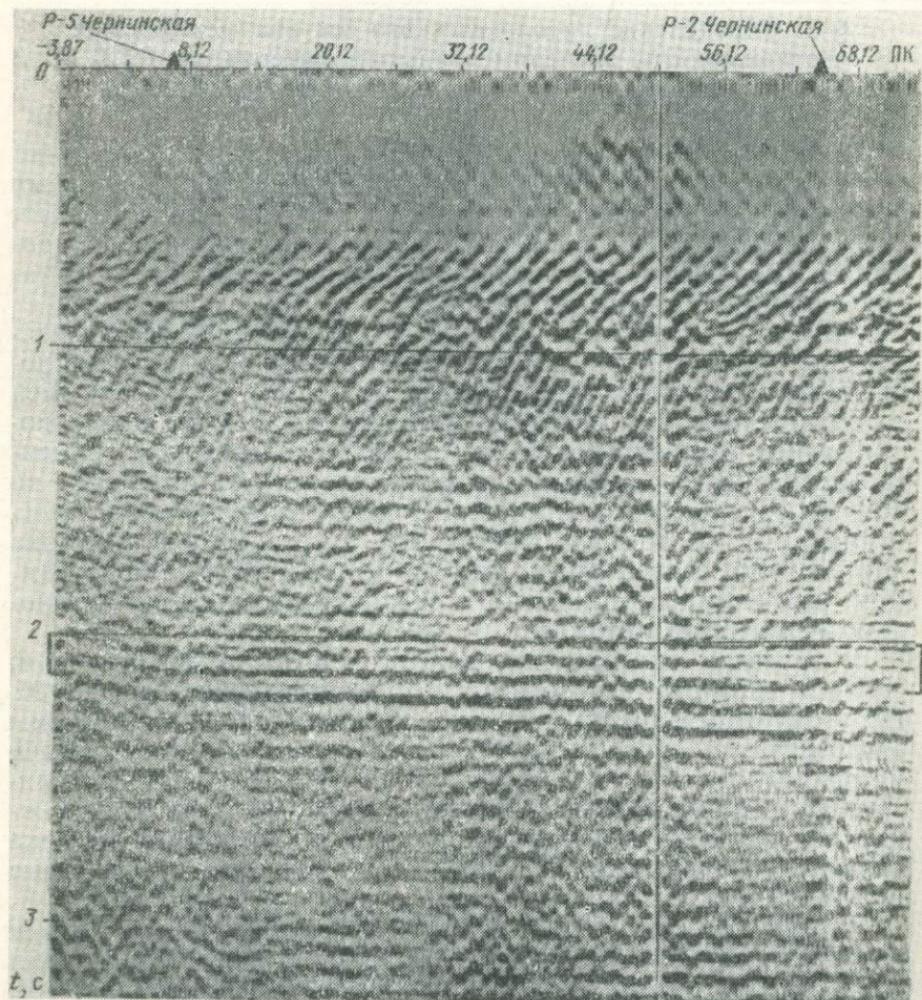


Рис. 72. Временной разрез ОГТ по профилю 035/74 Чернинской площади. Фильтрация $\Phi=9 \pm 25$ Гц; скобками отмечен временной диапазон регистрации волн М.

но, что в районах скв. Р-5 и Р-2 Чернинских выделен преимущественно карбонатный состав межсолевых отложений. По данным бурения разрезы этих скважин относятся к I типу. На участке между пикетами 28,12—44,12 разрез межсолевых отложений представлен смешанными литологическими разностями.

Северо-Домановичская площадь. Прогноз литологического состава межсолевых отложений выполнен по материалам ОГТ профиля 233/75 (рис. 75), расположенного в сводовой части структуры. Из рис. 75 видно, на участке пикетов 60,12—90,12

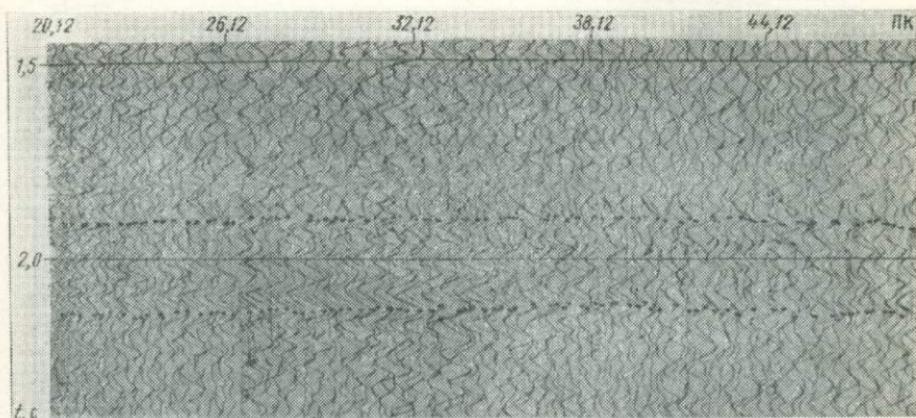


Рис. 73. Запись волны М по профилю 035/74

во временном диапазоне прослеживания волны М зарегистрирована интенсивная отраженная волна ($t=1,500-1,545$ с). Прогнозом установлено ее соответствие волне П, что подтвердилось

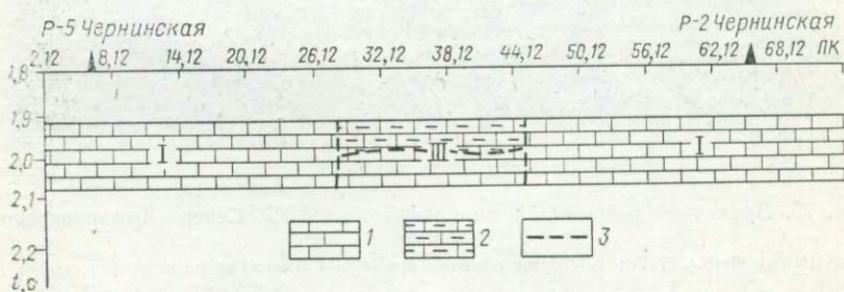


Рис. 74. Результаты прогноза литологического состава межсолевых отложений по профилю 035/74 Чернинской площади

1 — карбонатные породы; 2 — глинисто-мергельные породы; 3 — границы разных разрезов и пород; I — разрезы преимущественно карбонатного состава (I тип); III — разрезы смешанных литологических разностей (III тип)

теоретическими расчетами по материалам акустического каротажа скв. Р-9 Северо-Домановичской.

Литологический состав межсолевых отложений по данным прогноза (рис. 76) совпадает с результатами бурения в скв. Р-9

и Р-1 Северо-Домановичских — преимущественно карбонатный в скв. Р-1 и смешанного типа в скв. Р-9.

Борисовская площадь. Волновая картина по профилю 204/75 во временном диапазоне прослеживания волны М показана на рис. 77. Из рис. 77 видно, что динамические характеристики

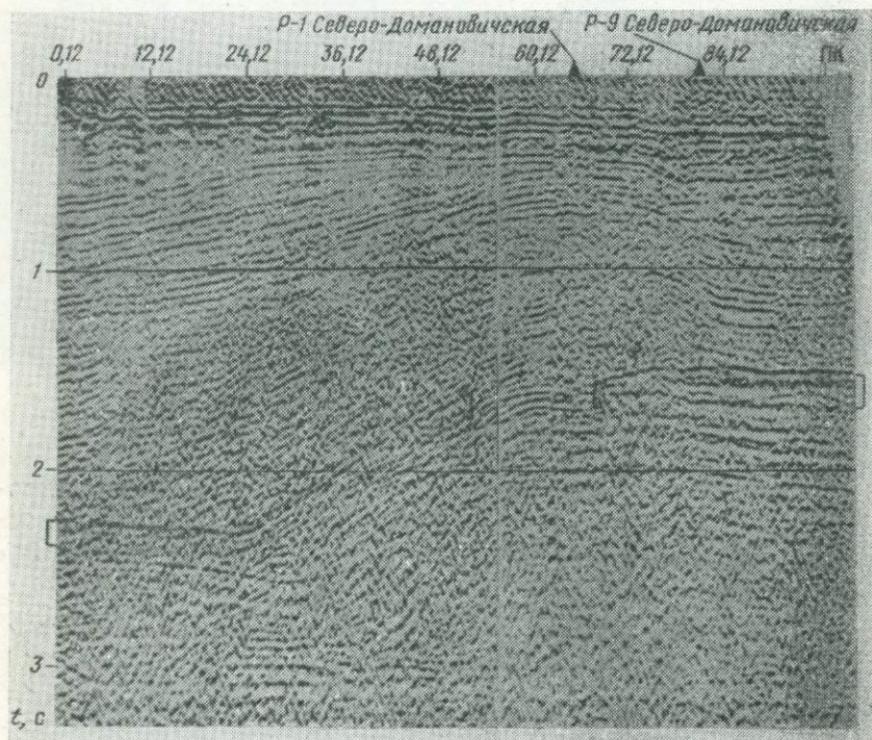


Рис. 75. Временной разрез ОГТ по профилю 233/75 Северо-Домановичской площади

Фильтрация $\Phi = 9 \div 25$ Гц; скобками отмечен временной диапазон регистрации волны М

отраженных волн в пределах профиля не выдерживаются постоянными. Прогноз литологического состава межсолевых отложений показан на рис. 78. По результатам прогноза выявлены резкие изменения литологического состава на участке профиля —5,87—48,12, установлены границы замены карбонатных пород глинисто-мергельными. Полученные данные показывают, что смена литологического состава может наблюдаться на небольшом участке профиля протяженностью 0,4—0,5 км. По прогнозу литологический состав в скв. Р-1 Восточно-Дроздовская преиму-

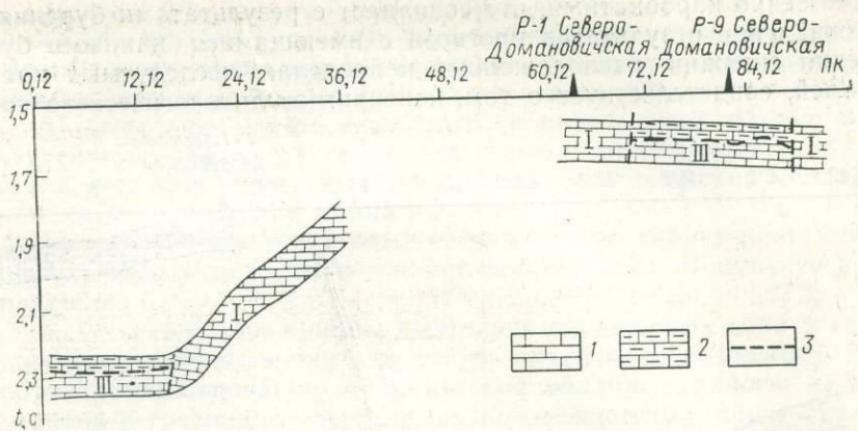


Рис. 76. Результаты прогноза литологического состава межсолевых отложений по профилю 233/75 Северо-Домановичской площади
Условные обозначения те же, что на рис. 74

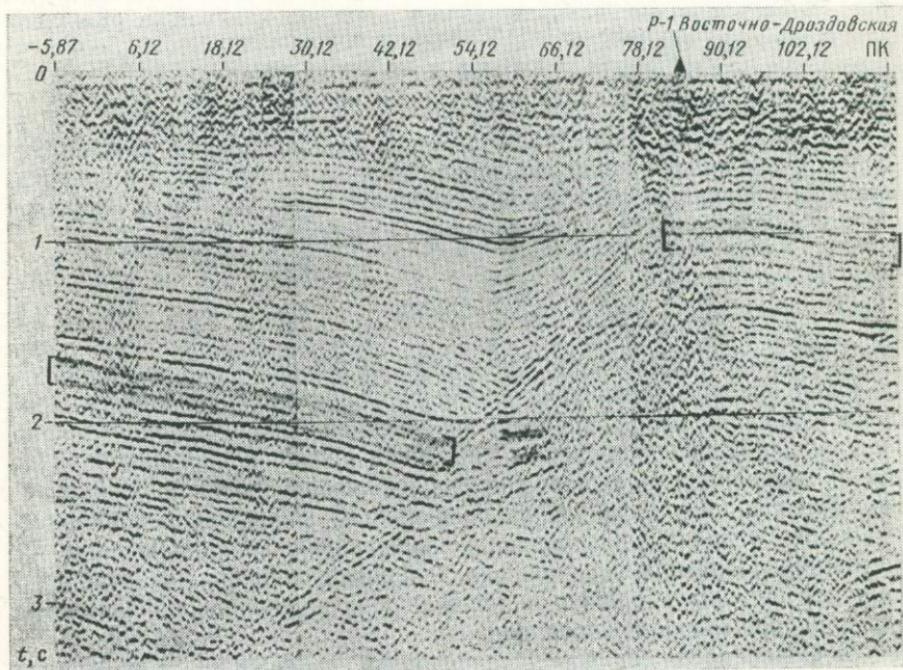


Рис. 77. Временной разрез ОГТ по профилю 204/75 Борисовской площади
Фильтрация $\Phi = 9 \pm 25$ Гц; скобками отмечен временной диапазон регистрации волны М

щественно карбонатный, что совпадает с результатами бурения. Совпадение результатов прогноза с имеющимися данными бурения скважин, расположенных в пределах исследуемых профилей, свидетельствует о том, что прогноз литологического со-

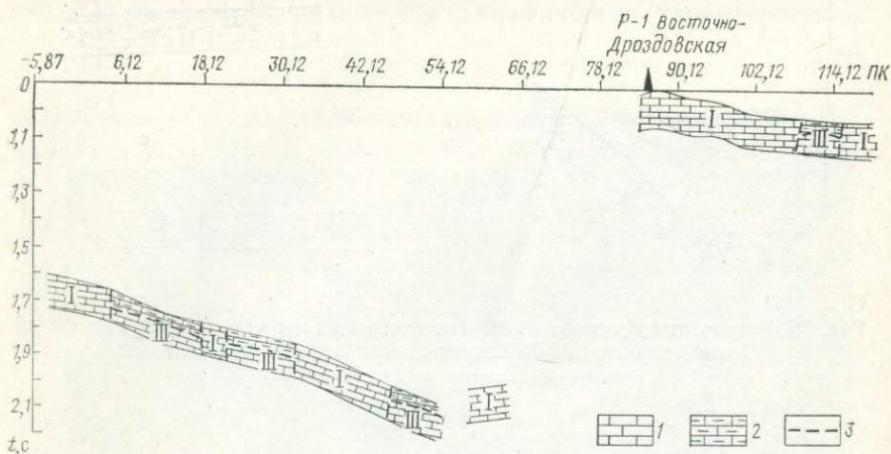


Рис. 78. Результат прогноза литологического состава межсолевых отложений по профилю 204/75 Борисовской площади
Условные обозначения те же, что на рис. 74

става по записям волн М может быть осуществлен. Это впоследствии было также доказано подтверждением прогноза литологического состава межсолевых отложений результатами бурения на восьми площадях (Нееловская, Полесская и др.).

Выводы

1. На примере межсолевых отложений северной части Припятской впадины показано, что способ прогнозирования литологического состава разрезов, основанный на изучении связей между свойствами среды и волновых полей с использованием методов распознавания образов дает положительные результаты. Данные прогноза на ряде площадей (Чернинская, Северо-Домановичская и др.) совпали с имеющимися материалами по бурению. Полученные результаты свидетельствуют о том, что прогноз литологического состава по форме записи отраженных волн может быть осуществлен.

2. Опыт проведенных исследований показывает, что в разработанном способе прогнозирования литологического состава положительные результаты зависят в первую очередь от удачного выбора пространства признаков для прогноза. С этой целью необходимо:

а) изучение детальной скоростной характеристики среды с помощью акустического каротажа, выявление статистических свойств скоростной характеристики в пределах определенных литологических разностей объекта исследований;

б) выделение отраженных волн от исследуемых объектов и изучение их характеристик; выбор условий регистрации и обработки для получения отраженных волн без искажений (волны-помехи, покрывающая толща и т. п.).

в) нахождение устойчивых связей между характеристиками отраженных волн и разрезами соответствующих литологических разностей.

3. Очевидно, что приемы выделения отраженных волн в «чистом виде» существенно зависят от объекта исследований. На объектах исследования в Припятской впадине удалось найти условия регистрации (переход на низкие частоты), при которых влияние помех на запись анализируемой волны несущественно. На других объектах это может быть иной диапазон частот, вероятно, будет необходимо предварительное очищение записи от помех (без искажения динамических характеристик полезной волны) и т. п.

4. Накопление опыта прогнозирования на других объектах позволит систематизировать особенности волновых полей, возможно, удастся разработать набор признаков сейсмической записи, характеризующих различный литологический состав, создать более совершенную методику прогнозирования литологического состава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главной задачей исследований, изложенных в книге, явилось выяснение возможностей прогноза литологического состава осадочных толщ по данным сейсмического метода отраженных волн — МОГТ. В качестве опорных параметров для прогноза рассмотрены пластовые скорости, пластовые коэффициенты поглощения и особенности формы записи отраженных волн. Выводы по каждому из разделов приведены выше. Здесь перечислены только некоторые общие результаты и соображения.

1. Современные способы цифровой обработки данных МОГТ позволяют определять пластовые скорости с точностью и детальностью, близкими к измерениям по сейсмокаротажу. Переход от $v_{пл}$ к литологии может быть осуществлен путем «привязки» данных к скважинам.

2. Новый способ определения пластовых коэффициентов поглощения $\alpha_{пл}$ позволяет расчленить среду по этому параметру с детальностью, сравнимой и большей, чем по $v_{пл}$.

3. На конкретных объектах установлены изменения $v_{пл}$ и $\alpha_{пл}$ в горизонтальном направлении, свидетельствующие о горизонтальной неоднородности осадочных толщ по физическим

свойствам и о возможности по этим параметрам выявлять и изучать горизонтальную неоднородность слоев.

4. В настоящей работе не удалось совместить на одном объекте определения $v_{пл}$ и $\alpha_{пл}$. Несомненно, что их сочетание позволит увереннее судить о вещественном составе слоев и, возможно, освободиться от необходимости «привязки» к скважинам.

5. Главная трудность использования параметров $v_{пл}$ и $\alpha_{пл}$ для прогноза литологического состава состоит в ограниченной детальности расчленения разреза по этим параметрам, определяемой разрешающей способностью МОГТ. Повысить точность и детальность прогнозных данных возможно путем перехода в область более высоких частот, более полного очищения записей от помех, учета при интерпретации таких факторов, как квазианизотропия скоростей в тонкослоистых средах, горизонтальная неоднородность покрывающей толщи и др.

6. Одним, а может быть и главным путем повышения возможностей прогноза литологического состава является совместное использование многих сейсмических параметров (в том числе $v_{пл}$ и $\alpha_{пл}$) на основе аппарата теории распознавания образов. Приведены примеры прогноза литологического состава в слоях мощностью 100 м и более, залегающих на глубине 3—4 км. При этом наиболее информативными признаками для прогноза явились признаки формы записи отраженных волн.

7. Выполненная работа является первым (или одним из первых) опытов по прогнозу литологического состава с использованием метода распознавания образов. Накопление практических данных подобных исследований на других объектах позволит создать более совершенную методику прогноза, возможно, удастся найти общие признаки сейсмической записи для объектов с разным литологическим составом.

8. Для эффективного осуществления прогноза литологического состава на основе $v_{пл}$, $\alpha_{пл}$ и методов распознавания образов необходимо высокое качество сейсмических материалов на стадиях как полевых работ (соблюдение условий возбуждения и приема, применение цифровой регистрирующей аппаратуры), так и их обработки с обеспечением надежного выделения сигнала на фоне помех.

9. Необходимо дальнейшее развитие методов расчета волновых полей для сложных сред с криволинейными границами, со сложным распределением скоростей, совершенствование приемов точной стратиграфической привязки волн в условиях тонкослоистого разреза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авербух А. Г. Определение дисперсии скоростей упругих волн по амплитудной характеристике среды.— Прикладная геофизика. М., вып. 57, 1969, с. 50—60.
2. Авербух А. Г., Мошинский И. Б. Влияние кривизны границ на интенсивность отраженных волн.— Прикладная геофизика. М., вып. 58, 1970, с. 97—104.
3. Авербух А. Г., Трапезникова Н. А. Отражение и преломление плоских волн при нормальном падении на границу поглощающих сред.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 9, с. 74—83.
4. Апареев В. И., Герасимов М. Е., Кравченко Б. С. К проблеме прямых поисков газовых и нефтяных залежей сейсморазведкой.— В кн.: Прямые методы поисков залежей нефти и газа. Ивано-Франковск, 1974. 103 с.
5. Берденникова Н. И. О некоторых проявлениях анизотропии в слоистой среде при работе на поперечных волнах.— Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л., 1959, вып. 11, с. 187—196.
6. Берденникова Н. И., Чижова М. А., Белозеров А. А. Об изучении некоторых эффективных параметров реальных сред по данным сейсмических наблюдений в скважинах.— Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л., 1971, вып. 11, с. 124—135.
7. Березнев В. А. К использованию формы сейсмической записи при геологической интерпретации.— Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений. Пермь, вып. 2, 1974, с. 72—82.
8. Березнев В. А., Маловичко А. А. Определение коэффициентов поглощения сейсмических колебаний по изменению их преобладающих частот.— Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений. Пермь, 1972, вып. 10, с. 122—124.
9. Берзон И. С. Сейсморазведка тонкослоистых сред. М., Наука, 1976. 224 с.
10. Берzon И. С., Стародубровская С. П., Митронова В. А. Эффективность способа общей глубинной точки.— Обзор. Сер. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М., 1972. 54 с.
11. Бинкин И. Г. Исследование интерференционного волнового поля с помощью систем многократных перекрытий при прослеживании глубинных сейсмических границ в Западном Предкавказье. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. техн. наук. Л., ЛГИ, 1972. 27 с.
12. Богино В. А., Конищев В. С., Макаревич В. Н. Строение и нефтегазоносность приразломных зон Припятской впадины.— Геология нефти и газа, 1971, № 11, с. 51—54.
13. Большов Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. М., Наука, 1967. 464 с.
14. Брюховских Л. М. Волны в слоистых средах. М., Наука, 1973. 330 с.
15. Бяков Ю. А., Лапин С. И., Спасский Б. А. О связи кинематических и динамических параметров сейсмозаписей со структурами.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1970, № 8, с. 41—43.
16. Васильев Ю. И. Две сводки констант затухания упругих колебаний в горных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 5, с. 595—602.
17. Вопросы применения сейсморазведки для прогноза нефтегазонасыщенности, литологии, аномально высоких давлений и буримости горных пород/А. Г. Авербух, Э. М. Бунцевой, В. А. Гельфанд и др. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1976. 77 с.
18. Вопросы регулировки амплитуд спектров скоростей/З. Н. Лозинский, В. И. Мешбей, В. В. Филиппов, Ю. В. Фуркалюк.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1974, № 9, с. 31—35.

19. Вопросы теории и методики способа общей глубинной точки/В. Б. Левянт, З. И. Жари, Ю. В. Зингер, Т. А. Леденева.—Обзор. Сер. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М., № 31, 1970. 94 с.
20. Воронин Ю. А., Цывинская Ю. В. О решении на ЭВМ задач качественной интерпретации сейсмических данных.—В кн.: Применение математических методов и ЭВМ при поисках полезных ископаемых (Труды ВЦ СО АН СССР). Новосибирск, 1972, с. 106—127.
21. Галаган Е. А., Федотова Г. А. Динамические характеристики волн, отраженных от межсолевых отложений Припятской впадины.—Геофизический сборник, Киев, вып. 64, 1975, с. 18—26.
22. Гальперин Е. И. Вертикальное сейсмическое профилирование. М., Недра, 1971. 261 с.
23. Гамбурцев Г. А. Избранные труды. М., изд-во АН СССР, 1969. 461 с.
24. Гамбурцев А. Г., Кузнецов В. В., Исаев В. С. О возможности определения фильтрующих свойств верхней части разреза.—В кн.: Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. М., Наука, 1961, с. 209—221.
25. Гаранин В. А. О поглощающих и упругих свойствах сцементированных двухфазных пористых сред на ультразвуковых частотах.—Прикладная геофизика. М., вып. 60, 1970, с. 44—52.
26. Гаранин В. А., Земцов Е. М., Рогоза О. И. О влиянии на характер записи отраженных волн некоторых толщ с непродуктивными газопоявлениями.—Геология нефти и газа, 1967, № 1, с. 50—53.
27. Гаранин В. А., Рогоза О. И., Сабагатулина Ф. И. О поглощающих свойствах водонасыщенных и газонасыщенных коллекторов.—Прикладная геофизика. М., вып. 44, 1965, с. 99—111.
28. Гельчинский Б. Я. Постановка задач на распространение волн в средах с эффективными случайными параметрами.—Тр. Математического института, № 95. М., 1968, с. 7—21.
29. Гельчинский Б. Я., Краулис Л. А., Моисеева Л. А. Обобщенный алгоритм и программа машинной корреляции сейсмических волн.—Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л., 1968, вып. 9, с. 120—134.
30. Геология нефтяных месторождений Белоруссии/П. А. Анцупов, В. А. Богино, А. Н. Брусянцев и др. М., Недра, 1972. 230 с.
31. Геофизические исследования по проблеме прямых поисков месторождений нефти и газа/В. М. Березкин, И. Г. Медовский, П. А. Грибова.—Обзор. Сер. региональная, разведочная и промысловая геофизика. М., № 28, 1970. 77 с.
32. Герасимов И. Е., Алексин С. В. Об отражении упругих волн от нефтегазоносных насыщенных пластов.—Нефтегазовая геология и геофизика, 1968, № 5, с. 56—60.
33. Гогоненков Г. Н. Расчет и применение синтетических сейсмограмм. М., Недра, 1972. 141 с.
34. Гогоненков Г. Н., Борейко И. Ф. Итеративный алгоритм определения пластовых скоростей по данным метода ОГТ.—Прикладная геофизика. М., вып. 78, 1975, с. 15—30.
35. Гогоненков Г. Н., Михальцев А. В., Афанасенков В. И. Коррекция кинематических поправок при цифровой обработке данных МОГТ.—Прикладная геофизика. М., вып. 75, 1974, с. 3—15.
36. Гогоненков Г. Н., Сивков Н. Р. Некоторые свойства реальных акустических разрезов.—Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967, № 12, с. 69—74.
37. Гольцман Ф. М. Основы теории интерференционного приема регулярных волн. М., Наука, 1964. 284 с. с ил.
38. Гро Ж. Новое в методах интерпретации сейсмических данных.—В кн.: Новое в разведочной геофизике и ее методах. М., 1968, с. 25—30.
39. Гуревич И. И. Интерпретация данных сейсморазведки в случае анизотропной среды.—Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1940, № 6, с. 735—750.
40. Гуревич И. И. Сейсмическая разведка. М., Недра, 1970. с. 552.

41. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах /И. С. Берзон, А. М. Епинатьева, Г. Н. Парийская, С. П. Стародубровская. М., изд-во АН СССР, 1962. 511 с.
42. Епинатьева А. М. Изучение продольных сейсмических волн, распространяющихся в некоторых реальных слоистых средах.— Тр. ИФЗ АН СССР. М., № 14, 1960. 262 с.
43. Епинатьева А. М. Сейсмические многократные отраженные волны.— Тр. ИФЗ АН СССР. М., № 34 (201), 1964. 169 с.
44. Епинатьева А. М. Физические основы сейсмических методов разведки. М., изд-во МГУ, 1970. 195 с.
45. Епинатьева А. М., Карус Е. В., Невский М. В. Природа анизотропии скоростей сейсмических волн в осадочных толщах.— Докл. АН СССР. т. 201, 1971, № 2, с. 327—330.
46. Епинатьева А. М., Невский М. В. Границная скорость.— Геофизический сборник. Киев, вып. 45, 1975, с. 3—14.
47. Епинатьева А. М., Старченко Н. Д. Горизонтальная неоднородность осадочных толщ.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1976, № 3, с. 37—41.
48. Зволинский Н. В. Отраженные и головные волны, возникающие на плоской границе раздела упругих сред.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1957, № 10, 1201—1218, 1958, № 1, с. 3—16, 1958, № 2, с. 165—174.
49. Ивакин Б. Н. Головные, проходящие и другие волны в случае тонкого твердого слоя в жидкости.— Тр. Геофизического ин-та АН СССР. М., № 36, (162), 1956, с. 88—115.
50. Инагамов Р. Ш., Каравацев С. М., Нахамкин С. А. Способы и устройство для разделения сейсмических волн путем суммирования и вычитания по гиперболическим осям синфазности.— Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л., 1970, вып. 10, с. 226—244.
51. Канарейкин В. А. О поглощении сейсмических продольных волн в нижнемеловых отложениях Сургутского нефтегазового свода.— Тр. СНИИГИМС, вып. 109, 1971, с. 39—46.
52. Каплан С. А., Яновский А. К. Особенности суммомент ОГТ.— Разведочная геофизика. М., вып. 54, 1972, с. 52—57.
53. Карапаев Г. И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск, Наука, 1966. 135 с.
54. Карус Е. В., Сакс М. В. Скоростная характеристика северных районов Краснодарского края по данным ультразвукового каротажа.— В кн.: Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. М., 1967, с. 37—48.
55. Кац С. А. Методы выделения сейсмических сигналов на фоне помех при ограниченной априорной информации. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. доктора физ.-мат. наук. М., Ин-т Физики Земли АН СССР, 1973. 34 с.
56. Кац С. А., Ершова Т. Н., Шубик Б. М. Методика и результаты определения отношения сигнал/помеха при регистрации сейсмического поля.— Прикладная геофизика. М., вып. 72, 1973, с. 59—70.
57. Кац С. А., Левант В. Б., Птецов С. Н. О помехоустойчивости и разрешающей способности алгоритмов анализа кинематических параметров отраженных волн.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1974, № 9, с. 43—48.
58. Кедо Г. И., Некрета Н. С. Палинологическая характеристика задонско-елецкой (межсолевой) толщи Припятского прогиба.— В кн.: Мат-лы первой науч. конф. молодых геологов Белоруссии. М., 1965, с. 14—16.
59. Клашин С. В., Аров Б. И. Формирование волновых сейсмических полей в условиях геологического разреза Припятского прогиба.— В кн.: Вопросы нефтяной геологии и геофизики БССР. Минск, 1973, с. 55—74.
60. Козлов Е. А. Регулируемая направленность в методе общей глубинной точки.— Прикладная геофизика. М., вып. 61, 1970, с. 21—25.
61. Кондратьев О. К. Универсальная программа для расчета синтетических сейсмограмм.— Вычислительная сейсмология. М., вып. 4, 1968, с. 275—286.
62. Кондратьев О. К. Отраженные волны в тонкослоистых средах. М., Наука, 1976. 195 с.
63. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике для научных работников и инженеров. М., Наука, 1968. 720 с.

64. Коростышевский М. Б. Построение разреза по амплитудным графикам отраженных волн.—В кн.: Математическое обеспечение цифровой обработки данных сейсморазведки. М., 1972, с. 48—54.
65. Коростышевский М. Б., Певзнер Л. А. Использование некоторых динамических характеристик экстремированных сейсмических записей для разведочных полей.—Экспресс-информация. Сер. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М., 1972, № 5, с. 3—9.
66. Крамбейн У., Кауфман М., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов. Пер. с англ. М., Мир, 1973. 145 с.
67. Крипиневич В. Л. Анализ геологической эффективности геофизических исследований в Восточно-Кубанской впадине в связи с оценкой перспектив ее нефтегазоносности. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. М., ИГиРГИ, 1972. 20 с.
68. К анализу алгоритмов коррекции кинематических поправок/В. Б. Левянт, В. И. Мешбей, Ю. В. Фуркалюк, Т. В. Блажий.—В кн.: Сейсмические исследования методом общей глубинной точки (ОГТ). М., 1972, с. 37—42.
69. Левин А. Н. Эффективная скорость и годографы отраженных волн для слоистых сред с негоризонтальными границами раздела.—Прикладная геофизика. М., вып. 76, 1974, с. 69—78.
70. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтегазоносностью/А. С. Махнач, В. И. Корзун, В. П. Курочкин и др. Минск, Наука и техника, 1966. 316 с.
71. Лозинский З. Н., Мешбей В. И. Учет влияния угла наклона отражающих границ при определении скоростной характеристики среды по данным метода ОГТ.—Прикладная геофизика. М., вып. 83, 1975, с. 75—87.
72. Лозинский З. Н., Мешбей В. И., Фуркалюк Ю. В. Определение скоростной модели среды по данным многократного профилирования.—Нефтегазовая геология и геофизика, 1974, № 8, с. 44—52.
73. Локцик В. В. К вопросу о квазианизотропии скоростей мелкослоистых сред.—Геология и геофизика, 1969, № 3, с. 91—101.
74. Лоссовский Е. К. Несколько замечаний к аналитическому решению задачи интенсивности суммарных многократных волн.—Геофизический сборник. Киев, вып. 59, 1974, с. 91—94.
75. Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ, как статистический метод. Пер. с англ. М., Мир, 1967. 144 с.
76. Ляховицкий Ф. М., Невский М. В. Анализ анизотропии скоростей сейсмических волн в тонкослоистых и периодических средах.—Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 9, с. 12—21.
77. Ляховицкий Ф. М., Невский М. В. Коэффициенты анизотропии продольных и поперечных волн в тонкослоистых средах.—Тр. Гидропроекта им. Жука. М., вып. 21, 1971, с. 12—21.
78. Ляховицкий Ф. М., Невский М. В. Анализ и интерпретация годографов отраженных волн в случае поперечно-изотропных сред.—Обзор. Сер. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М., 1972. 42 с.
79. Макаревич В. Н., Рынский М. А., Харчиков П. К. О строении межсолевых отложений северо-восточной части Припятской впадины и их нефтегазоносность.—В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Припятской впадины и смежных районов. М., 1968, с. 70—77.
80. Марцинковская Н. Г. Программа расчета годографов и амплитуд отраженных волн в однородных средах с криволинейными границами раздела.—В кн.: Программы для интерпретации сейсмических наблюдений. М., 1973, с. 137—179.
81. Матусевич Ю. Ф., Бинкин И. Г., Миронов В. Я. Цифровая обработка наблюдений многократных перекрытий.—В кн.: Цифровая обработка данных сейсморазведки. М., 1970, с. 86—89.
82. Медовский И. Г., Мустафаев К. А. О природе слепых зон при сейсморазведке в прибрежных районах Каспийского моря.—В кн.: Геофизическая разведка на нефть и газ. М., 1959, с. 31—37.
83. Меркулова В. М., Васеньцов Е. А. Измерение поглощения в горных породах способом изгибных линий.—Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967, № 4, с. 75—77.

84. Метод эффективной сейсмической модели/Б. Я. Гельчинский, А. А. Белозеров, Л. И. Берсенникова и др. Л., изд-во ЛГУ, 1975. 196 с.
85. Методика интерпретации геофизических данных при прямых поисках залежей нефти и газа/А. Г. Тархов, А. А. Никитин, Г. В. Демура и др.— В кн.: Обмен опытом в области геофизических и геохимических поисков залежей нефти и газа. М., 1975, с. 21—23.
86. Методы коррекции статических и кинематических поправок в сейсморазведке МОВ/Е. А. Козлов, И. А. Мушин, В. Н. Руднев, М. Б. Шнерсон.— Обзор. Сер. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М., 1973. 33 с.
87. Мешбей В. И. Способ общей глубинной точки в сейсморазведке МОВ. М., изд. ВИЭМС, 1968. 121 с.
88. Мешбей В. И. Определение скоростной модели среды по данным метода ОГТ.— Прикладная геофизика. М., вып. 68, 1972, с. 45—51.
89. Мешбей В. И. Сейсморазведка методом общей глубинной точки. М., Недра, 1973. 153 с.
90. Мешбей В. И., Вакс З. М. Об искажении сейсмических импульсов при введении кинематических поправок.— Прикладная геофизика. М., вып. 55, 1969, с. 43—49.
91. Мешбей В. И., Лозинский З. Н. Определение эффективной скорости по результатам разновременного суммирования сейсмограмм ОГТ.— Прикладная геофизика. М., вып. 70, 1973, с. 112—121.
92. Мешбей В. И., Фуркалюк Ю. В. Об одном способе определения $v_{\text{огт}}$.— Разведочная геофизика. М., вып. 61, 1974, с. 3—8.
93. Миронов В. Я. Обработка сейсмических записей на ЭВМ способом регулируемого разновременного суммирования по криволинейным годографам.— Прикладная геофизика. М., вып. 72, 1973, с. 48—58.
94. Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. М., Физматиздат, 1961. 479 с.
95. Могилевич М. В., Янека Р. И. Физические свойства девонских отложений Припятской впадины.— В кн.: Мат-лы пятой конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1968, с. 213—226.
96. Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. Под ред. И. С. Берзон. М., Наука, 1967. 247 с.
97. Молотова Л. В., Васильев Ю. А. О величине отношения скоростей продольных и поперечных волн.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1969, № 7, с. 930—945.
98. Моррис Д. Б. Анизотропия скоростей в верхней мантии Тихого океана.— В кн.: Мат-лы междунар. совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, 1969, с. 162—173.
99. Музыка И. М. О влиянии особенностей разреза на интенсивность многократных волн по данным ВСП.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1969, № 11, с. 36—60.
100. Музыка И. М. Изучение многократных отраженных волн методом вертикального сейсмопрофилирования и некоторые вопросы их подавления (на примере Северо-Западного Предкавказья). Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. техн. наук. М., ВНИИГеофизика, 1970. 20 с.
101. Невский М. В. Квазанизотропия скоростей сейсмических волн. М., Наука, 1974. 179 с.
102. Некоторые результаты применения метода отраженных волн с целью прослеживания юрских выклинивающихся горизонтов/Ю. В. Матусевич, И. Г. Бинкин, В. Я. Миронов и др.— Разведочная геофизика. М., вып. 34, 1969, с. 44—53.
103. Облогина Т. И., Пийп В. Б., Юдасин Л. А. Влияние анизотропности среды на годографы рефрагированных волн.— В кн.: Тезисы науч. конфер. геол. фак. МГУ. М., 1970, с. 56—58.
104. О выявлении зон выклинивания нефтеносных отложений по данным сейсморазведки с использованием ЭВМ/Н. Р. Сивков, В. П. Толстолыткин, Ф. Ф. Юсуфов и др.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1971, вып. 4, с. 44—49.

105. *О перерывах в осадконакоплении внутри межсолевых отложений на Речицкой площади*/П. В. Анцупов, В. Г. Акулич, А. Ш. Хайбуллин и др.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1970, вып. 13, с. 15—30.

106. *Осипов И. О. Характер изменения скоростей распространения упругих волн в анизотропных средах*.—Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 1, с. 3—10.

107. *Отклонение годографа отраженных волн для горизонтально-слоистой среды от гиперболы*/Н. Н. Пузырев, К. Н. Володина, Г. Н. Лебедева и др.—Геология и геофизика, 1969, вып. 11, с. 82—89.

108. *Оценка возможности применения сейсморазведки для прямых поисков нефтяных залежей*/М. Ф. Мирчинк, И. Я. Баллах, Л. А. Сергеев и др. М., Наука, 1971. 131 с.

109. *Оценка точности определения скоростной модели среды по данным МОГТ*/В. И. Мешбей, Ю. В. Фуркалюк, Н. Д. Стариченко.—Нефтегазовая геология и геофизика, 1977, № 7, с. 34—39.

110. *Патрикеев В. Н. Возможности определения поглощения сейсмических волн по данным МОВ*.—В кн.: Мат-лы 2-й научной конфер. аспирантов и молодых ученых МГУ. Секция «Геофизика», М., 1975, № 3319—75 Деп.

111. *Патрикеев В. Н. Определение коэффициентов поглощения по данным МОГТ на примере разрезов Припятской впадины*.—Вестник МГУ. Сер. Геология, 1976, № 4, с. 120—122.

112. *Петрашень Г. И. Общая количественная теория отраженных и головных волн, возбуждаемых в слоистых средах с плоско-параллельными границами*.—Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л., 1957, вып. 1, с. 70—163.

113. *Поиски нефтяных и газовых месторождений с помощью прямых геофизических методов*/Л. А. Сергеев, И. Я. Баллах, О. Л. Кузнецов и др. М., Наука, 1973. 46 с.

114. *Полшков М. К. Теория аналоговой и цифровой сейсморазведочной аппаратуры*. М., Недра, 1973. 272 с.

115. *Программа расчета синтетических сейсмограмм с учетом поглощения*/Г. Н. Гогоненков, Е. Т. Захаров, Р. С. Исмагилова и др. М., изд ВНИИ Геофизики, 1971, с. 3—6 (Б-ка программ для обработки геофиз. данных. Сейсморазведка, вып. 1—6).

116. *Пузырев Н. Н. Измерение сейсмических скоростей в скважинах*. М., Гостоптехиздат, 1957. 79 с.

117. *Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн*. М., Гостоптехиздат, 1959. 451 с.

118. *Разработка и опробование алгоритмов и программ статистического анализа геофизических данных с целью решения задач прямых поисков залежей нефти и газа*/Г. В. Демура, Л. П. Лукшина, А. А. Никитин и др.—В кн.: Обмен опытом в области геофизических и геологических методов поисков залежей нефти и газа. М., 1975, с. 18—20.

119. *Panoport L. I. Совместное использование поверхностных и скважинных наблюдений для определения поглощения сейсмических волн*.—В кн.: Прямые методы поисков залежей нефти и газа. Ивано-Франковск, 1974, с. 154.

120. *Panoport L. I. Коррекция модели среды для определения поглощения сейсмических волн*.—Вестник МГУ. Сер. Геология, 1974, № 5, с. 120—124.

121. *Panoport M. B. О некоторых сейсморазведочных приложениях корреляционной теории*.—Прикладная геофизика. М., вып. 56, 1969, с. 21—30.

122. *Panoport M. B. Корреляционная методика оценки поглощения и результаты ее применения*.—В кн.: Прямые поиски залежей нефти и газа. Ивано-Франковск, 1974. 153 с.

123. *Panoport M. B., Кац С. А., Сахаров А. Е. О суммировании сигналов с криволинейными осями синфазности*.—Прикладная геофизика. М., вып. 58, 1970, с. 18—33.

124. Ратникова Л. И. Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. М., Наука, 1973. 124 с.
125. Результаты изучения геологического строения Чу-Сарийской депрессии по динамическим параметрам нерегулярных отраженных волн / Ю. А. Волож, М. Б. Коростышевский, Г. Н. Набоков, М. Х. Такмумлин. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1974, № 10, с. 28—35.
126. Ризниченко Ю. В. Сейсмические скорости в слоистых средах. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1947, № 2, с. 153—172.
127. Ризниченко Ю. В. О сейсмической квазианизотропии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1949, № 6, с. 518—544.
128. Ризниченко Ю. В. Ивакин Б. Н., Бугров В. Р. Моделирование сейсмических волн. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1931, № 5, с. 1—30.
129. Рошер К. Особенности сейсморазведки при изучении надсолевых горизонтов Северо-Востока Германской впадины. — Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. М., МГУ, 1972. 20 с.
130. Рытов С. М. Акустические свойства мелкослоистой среды. — Акустический журнал, т. 2, 1956, № 2, с. 71—83.
131. Рябинкин Л. А. Основы разрешающей способности регулируемого направленного приема (РНП) сейсмических волн. — Прикладная геофизика. М., вып. 16, 1957, с. 3—36.
132. Рябинкин Л. А. Теория и практика сейсмического метода РНП. М., Гостоптехиздат, 1962. 294 с.
133. Сакс М. В. Корреляция акустических скважинных наблюдений. — Экспресс-информация. Сер. региональная, разведочная и промысловая геофизики. М., № 20, 1973, с. 24—34.
134. Сейсмоакустические исследования верхней соленосной толщи в скважинах Припятского прогиба в связи с поисками нефти / А. М. Епинатьева, А. М. Чернобыльская, Г. И. Емельянов и др. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1972, № 9, с. 27—31.
135. Силаева О. И., Баюк Е. И. О природе анизотропии упругих свойств горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967, № 12, с. 23—29.
136. Справочник геофизика. Т. IV. Сейсморазведка. М., Гостоптехиздат, 1960. 749 с.
137. Стариченко Н. Д. Экспериментальное изучение сейсмической квазианизотропии в осадочной толще северных районов Краснодарского края. — Вестник МГУ. Сер. Геология, 1976, № 4, с. 122—125.
138. Стариченко Н. Д. Сейсмическая квазианизотропия в некоторых слоях осадочной толщи Краснодарского края и ее изменение по площади. — В кн.: Мат-лы 3-ей научной конференции аспирантов и молодых ученых МГУ. Секция «Геофизика». М., 1976, № 2273—76 Деп.
139. Стариченко Н. Д., Мешбай В. И. Использование спектров скоростей для определения природы интерферирующих волн. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1975, № 7, с. 36—40.
140. Сэвит К. Г., Мейткер Э. Применение сейсморазведки для определения литологической характеристики пород. — В кн.: Интерпретация данных сейсмической разведки математическими методами. 1971, с. 46—62.
141. Таруц Г. М., Рудницкая Д. И., Фролова Л. А. Изучение некоторых особенностей структуры неокома Западно-Сибирской плиты по данным метода отраженных волн (на основе сейсмогеологического моделирования разреза). — Геология и геофизика, 1974, № 1, с. 105—112.
142. Тархов А. Г. К вопросу об анизотропии упругих свойств в горных породах. — В кн.: Мат-лы ВСЕГЕИ. Общая серия, № 6. М.—Л., 1940, с. 126—139.
143. Терлецкий В. В., Карагаев Г. И., Волохонович Г. С. Оценка нефтесносности подсолевых отложений в пределах локальных поднятий Припятской впадины методом распознавания образов. — В кн.: Математические методы решения геолого-геофизических задач Белоруссии. Минск, 1974, с. 260—265.

144. Трапезникова Н. А. Амплитудно-частотные характеристики тонких поглощающих слоев.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 10, с. 79—94.
145. Трапезникова Н. А. Некоторые вопросы динамики сейсмических волн в поглощающих средах. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. техн. наук. М., ВНИИГеофизика, 1972. 18 с.
146. Трапезникова Н. А. Коэффициенты отражения и преломления в неидеально-упругих средах.— Прикладная геофизика. М., вып. 70, 1973, с. 3—22.
147. Трапезникова Н. А., Авербух А. Г. Расчет синтетических сейсмограмм для неидеально-упругих сред.— Экспресс-информация. Сер. региональная, разведочная и промысловая геофизика. М., № 3, 1972, с. 1—11.
148. Трапезникова Н. А., Шушакова Н. С., Патрикеев В. Н. Изучение динамики сейсмических волн в различных типах поглощающих тонкослоистых сред со случайной структурой.— В кн.: Методы поисков и разведки полезных ископаемых. Киев, 1974, с. 47—48.
149. Трапезникова Н. А., Шушакова Н. С., Патрикеев В. Н. Результаты расчетов теоретических сейсмограмм для тонкослоистых поглощающих сред при нормальном падении плоских волн.— Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли, 1976, № 12, с. 87—98.
150. Урупов А. К. Об исследовании анизотропии осадочных отложений с помощью метода отраженных волн.— Уч. зап. Пермского ун-та, № 127, 1965, с. 93—99.
151. Урупов А. К. Изучение скоростей в сейсморазведке. М., Недра, 1966. 224 с.
152. Урупов А. К., Лапин С. И. О соотношении скоростей, вычисленных по гидографам отраженных волн и измеренных при сейсмокаротаже.— Уч. зап. Пермского ун-та, № 127, 1965, с. 106—110.
153. Федотова Г. А., Галаган Е. А. Статистические параметры детальной скоростной характеристики межсолевых отложений.— Докл. АН БССР, 1976, вып. 9, с. 830—835.
154. Фуркалюк Ю. В., Окунев Ю. В. Погоризонтальный анализ скоростей сейсмических волн по материалам метода общей глубинной точки с применением двумерного слаживания.— Прикладная геофизика. М., вып. 77, 1974, с. 59—66.
155. Цветаев А. А. Методы группирования в сейсморазведке. М., Гостехиздат, 1963. 92 с.
156. Цифровая обработка сейсмических данных/Е. А. Козлов, Г. Н. Гоненков, Б. Л. Лerner и др. М., Недра, 1973. 309 с.
157. Цывинская Ю. В. К вопросу об использовании процедур распознавания образов при интерпретации сейсмических записей.— Тр. СНИИГИМС. М., вып. 109, 1971, с. 117—122.
158. Черняк В. С. Расчет эффективных скоростей в МОВ и МОГТ для слоистых сред с наклонными и криволинейными границами.— Прикладная геофизика. М., вып. 71, 1973, с. 71—79.
159. Шварцман Ю. П. Разрешающая способность интегрального оператора корреляции.— Обозр. Сер. региональная, разведочная и промысловая геофизика. М., № 24, 1971, с. 48—57.
160. Шварцман Ю. П. К теории интерференционного приема сейсмических волн.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1973, № 1, с. 27—30.
161. Шнеерсон М. Б. Особенности гидографов отраженных волн в методе общей глубинной точки при негоризонтальных границах раздела.— Разведочная геофизика. М., вып. 53, 1972, с. 11—14.
162. Экспериментальное изучение анизотропии скоростей в осадочных толщах/А. М. Епинатьева, М. В. Невский, М. Ф. Юхнин, Т. В. Александрова.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 4, с. 37—52.
163. Эксперименты по статистическим методам идентификации сейсмических волн в условиях Западной Сибири/С. В. Гольдин, Л. И. Матыс, Н. Н. Поплавский и др.— В кн.: Дискретная корреляция сейсмических волн. Новосибирск, 1971, с. 73—103.

164. *Agard S.* L'analyse statistique et probabiliste des seismogrammes. — Rev. Just frans petrole, vol. 16, 1961, No 3, p. 63—70.
165. *Babuska V.* Elastic anisotropy of igneous and metamorphic rocks. — Studia Geoph. et Geod., 1968, No 12, p. 291—303.
166. *Backus G. E.* Long wave elastic anisotropy, produced by horizontal layering. — J. Geoph. Res., vol. 67, 1962, No 11, p. 4427—4440.
167. *Bois P., Hemon Ch.* Etude statistique de la contribution des multiples aus seismogrammes synthetiques et reels. — Geophysical Prospecting, vol. 11, 1963, No 3, p. 313—349.
168. *Brown R.* Normal moveout and velocity relations for flat and dipping beds for long offsets. — Geophysics, vol. 34, 1969, No 2, p. 180—196.
169. *Cook E., Taner M.* Velocity spectra and their use in stratigraphic and lithologic differentiation. — Geophysical Prospecting, vol. 17, 1969, No 4, p. 432—451.
170. *Craft C.* Detecting hidrocarbon-for years the goal exploration geophysics. — Oil and Gas, vol. 71, 1973, No 8, p. 122—125.
171. *Cressman K. S.* How velocity layering and steep dip affect CDP. — Geophysics, vol. 33, 1968, No 3, p. 399—411.
172. *Davis G. L.* Velocity variation around Leduc reefs Alberta. — Geophysics vol. 37, 1972, No 4, p. 585—604.
173. *Davis J. M.* Interpretation of velocity spectra trough an adaptive modeling strategy Geophysics, vol. 37, 1972, No 6, p. 953—962.
174. *Dix C. H.* Seismic velocities from surface measurements. — Geophysics, vol. 20, 1955, No 1, p. 68—87.
175. *Everett I. E.* Obtaining interval velocities from stacking velocities when dipping horizons are included. — Geophysical Prospecting, vol. 22, 1974, No 1, p. 122—142.
176. *Garotta R., Michon D.* Continuous analysis of the velocity function and of the moveout corrections. — Geophysical Prospecting, vol. 15, 1967, No 4, p. 584—597.
177. *Hagedorn I. G.* A practical example of the anisotropy velocity layer. — Geophysical Prospecting, vol. 2, 1954, No 1, p. 52—60.
178. *Hermon A. I.* Is seismic energy of diagnostic value? — Geophysics, vol. 34, 1969, No 2, p. 196—212.
179. *Lavergne M.* Sismique stratigraphique et lithologique. — Rev. Assoc. Franc. techn. petrole, No 222, 1973, p. 49—50.
180. *Lindsey I. P., Craft C. I.* How hidrocarbons reserves are estimated from seismic data. — World Oil, vol. 177, 1973, No 2, p. 23—25.
181. *Lithology* and direct detection of hidrocarbons usind geophysical methods Simposium. Houston, 8—9 X, 1973, p. 23—26.
182. *Marr I. D.* Seismic stratigraphic exploration. — Geophysics, vol. 36, 1971, No 3—4, p. 533—554.
183. *Marschall R.* Parameter optimization of velocity depth functions of given form by use of rootmean-square velocities. — Geophysical Prospecting, vol. 20, 1972, No 3, p. 700—712.
184. *Mateker E. J., Chanfhens T. R.* True amplitude data can indicate lithology. — World Oil vol. 172, 1971, No 5, p. 76—77.
185. *Michon M.* Determination des vittessen en sismique reflexion et migration directs des sections sismiques. — Rev. Assoc. Techn. Petrole, No 208, 1971, p. 29—44.
186. *Montalbetti I. F.* Computer determination of seismic velocities. — Canadian Society of Exploration geophysicists J. vol. 71, 1971, No 1, p. 32—45.
187. *O'Doherty R. F., Anstey N. A.* Reflections on amplitudes. — Geophysical Prospecting, vol. 19, 1971, No 3, p. 430—458.
188. *Postma G. W.* Wave propagation in stratified media. — Geophysics, vol. 20, 1956, No 4, p. 780—807.
189. *Reinhardt H. G.* Zur konstruktion reflexions-seismicher tiefenprofile mit horizontaler geschwindigkeitsanderund. — Zeitechrift für angewandte Geologie, b. 13, 1967, No 1, s. 35—36.

190. *Robinson E. A.* Predictive decomposition of seismic traces. — Geophysics, vol. 22, 1957, No 4, p. 767—778.
191. *Robinson I. C.* HRVA — A velocity analysis tecjnique applied to seismic data. — Geophysics, vol. 34, 1969, No 3, p. 330—356.
192. *Robinson I. C., Aldrich C. A.* A novel high-speed algorithm for summational type seismic velocity analises. Geophysical Prospecting, vol. 20, 1972, No 4, p. 814—827.
193. *Sattler I. W.* A method of computing true interval vecocities from expanding spread data in the case of arbitrarily long spread and arbitrarily dipping plane interfaces. — Geophysical Prospecting, vol. 13, 1965, No 2, s. 306—318.
194. *Schneider W. A.* Development in seismic data processing and analysis. — Geophysics, vol. 36, 1971, No 6, p. 1043—1073.
195. *Schneider W. A., Backus M. M.* Dynamic correlation analysis. — Geophysics, vol. 33, 1968, No 1, p. 105—127.
196. *Segonzac D. P. de, Laherrer I.* Application of the continuous velocity log to anisotropy measurment in northern Sahara; results and consequences. — Geophysical Prospecting, vol. 7, 1959, No 4, p. 202—217.
197. *Shugart F. R.* Some factor affecting the precision of delta-t velocity determination. — J. of Canadian Society of Exploration Geoph., vol. 7, 1971, No 1, p. 55—69.
198. *Stoep V. D. M.* Velocity anisotropy measurement in wells. — Geophysics, vol. 31, 1966, No 5, p. 900—916.
199. *Taner M. I., Cook E. E., Neidell N. S.* Limitations of the reflexion seismic method; lessons from computer simulations. — Geophysics, vol. 35, 1970, No 4, p. 551—573.
200. *Tur han Taner, Kochler F.* Velocity spectra-digital computer derivation and applications of velocity functions. — Geophysics, vol. 34, 1969, No 6, p. 859—881.

Оглавление

Введение	3
--------------------	---

Раздел первый

Определение пластовых скоростей по данным МОГТ и их использование при изучении вещественного состава отложений

Глава I. Методика определения эффективных, пластовых и средних скоростей по данным МОГТ	8
§ 1. Способы скоростного анализа	9
§ 2. Способы определения эффективных, пластовых и средних скоростей	13
§ 3. Методика определения скоростной характеристики среды по данным МОГТ	16
Глава II. Факторы, влияющие на точность определения сейсмических скоростей	19
§ 1. Влияние неоднородностей верхней части разреза на точность определения $v_{\text{ОГТ}}$	19
§ 2. Влияние анизотропии скоростей на форму годографа ОГТ и значения $v_{\text{ОГТ}}$	22
§ 3. Влияние интерференции волн на точность определения $v_{\text{ОГТ}}$	32
Глава III. Результаты изучения пластовых и средних скоростей по данным МОГТ	41
§ 1. Изучение скоростной характеристики среды по Курганинской площади	41
§ 2. Изучение скоростной характеристики среды по Старо-Минской площади	48
§ 3. Изменение пластовых скоростей в горизонтальном направлении. Выводы	55
	59

Раздел второй

Возможности определения коэффициентов поглощения по данным МОВ и МОГТ и их использование при изучении вещественного состава отложений

Глава IV. Использование параметров поглощения для решения разведочных задач и обзор способов их определения	63
§ 1. Использование параметров поглощения для решения разведочных задач	64
§ 2. Обзор способов определения коэффициентов поглощения по данным МОВ	69
§ 3. Анализ способов определения коэффициентов и декрементов поглощения	77
Глава V. Новый способ определения коэффициентов поглощения	80
§ 1. Выбор путей улучшения способов определения коэффициентов поглощения	81
§ 2. Новый способ определения коэффициентов поглощения	86
§ 3. Определение поглощения по суммолентам ОГТ	92
Глава VI. Динамика отраженных волн в тонкослоистых поглощающих средах по теоретическим расчетам	96
§ 1. Модели тонкослоистых сред, алгоритм и методика расчета теоретических сейсмограмм	96

§ 2. Отношение энергий однократных и многократных волн в тонкослоистых средах	104
§ 3. Затухание отраженных волн с увеличением глубины	116
<i>Глава VII. Погрешности определения коэффициентов поглощения различными способами и возможности обнаружения аномально-поглощающих зон</i>	119
§ 1. Погрешности определения коэффициентов поглощения по амплитудам и спектрам отдельных волн	119
§ 2. Погрешности определения коэффициентов поглощения способами, основанными на статистическом подходе к сейсмическим сигналам	125
§ 3. Возможности обнаружения зон аномального поглощения	131
<i>Глава VIII. Результаты определения поглощения в Припятской впадине.</i>	142
§ 1. Акустические свойства разрезов Белоруссии	142
§ 2. Определение коэффициентов и декрементов поглощения по полевым сейсмограммам	146
Выводы	150

Раздел третий

Определение литологического состава отложений по записям отраженных волн с использованием методов распознавания образов

<i>Глава IX. Постановка задачи и пути ее решения</i>	153
§ 1. Постановка задачи	153
§ 2. Объекты исследования	154
§ 3. Методика решения поставленных задач	156
<i>Глава X. Скоростное строение межсолевых отложений</i>	158
§ 1. Краткая геологическая характеристика межсолевых отложений	158
§ 2. Типизация разрезов межсолевых отложений по их акустическим свойствам	160
<i>Глава XI. Свойства однократных отраженных волн от межсолевых отложений</i>	162
§ 1. Методика теоретических расчетов	163
§ 2. Особенности однократных отраженных волн в разных типах разрезов межсолевых отложений	167
§ 3. Изменение формы записи однократных волн M при удалении от источника	174
<i>Глава XII. Влияние покрывающей толщи на волны, отраженные от межсолевых отложений</i>	176
§ 1. Влияние покрывающей толщи на прохождения волн M	177
§ 2. Условия выделения волн M в зонах интерференции с волнами P , отраженными от пачек в галитовой подтолще	180
§ 3. Особенности многократных отраженных волн, регистрируемых на временах волн M	185
<i>Глава XIII. Применение методов распознавания образов для определения литологического состава межсолевых отложений.</i>	194
§ 1. Признаки формы записи волн M и оценка их информативности	194
§ 2. Программы распознавания образов и возможность их применения для прогноза литологического состава по записям волн M	199
§ 3. Определение литологического состава межсолевых отложений по экспериментальным материалам ОГТ с использованием методов распознавания образов	205
Выводы	210
<i>Заключение</i>	211
<i>Список литературы</i>	213

3012

5

FEPA