

А. Г. АВЕРБУХ

ИЗУЧЕНИЕ СОСТАВА
И СВОЙСТВ
ГОРНЫХ ПОРОД
ПРИ СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ



МОСКВА «НЕДРА» 1982

Авербух А. Г. Изучение состава и свойств горных пород при сейсморазведке. М., Недра, 1982, 232 с.

Дано физическое обоснование различных подходов к постановке и решению задач прогнозирования состава и свойств пород по материалам сейсморазведки. Рассмотрены способы интерпретации получаемых материалов и цифровая обработка данных метода общей глубинной точки. Приведен интересный фактический материал по прямому обнаружению нефтяных и газовых залежей, по прогнозу аномальных пластовых давлений.

Книга предназначена для геофизиков и геологов, связанных с изучением свойств пород, а также для специалистов, занимающихся обработкой геофизической информации на ЭВМ. Она может быть полезна преподавателям и студентам вузов.

Табл. 7, ил. 88, список лит.—130 назв.

Рецензент д-р техн. наук Т. И. Облогина (МГУ).

Александр Григорьевич Авербух

ИЗУЧЕНИЕ СОСТАВА И СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ

Редактор издательства Т. И. Борушко
Переплет художника А. Е. Григорьева
Художественный редактор В. В. Шутъко
Технический редактор Р. Ф. Самойлова
Корректор Г. П. Горбач
ИБ № 1528

Сдано в набор 21.10.81. Подписано в печать 11.01.82. Т-02706. Формат 60×90/16. Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. л. 14,5. Усл. кр.-отт. 14,5. Уч.-изд. л. 15,84. Тираж 2500 экз. Заказ 319/6556—3. Цена 1 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени
Ленинградского объединения «Техническая книга»
им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной
торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

В В Е Д Е Н И Е

С момента появления сейсмического метода в общем комплексе поисково-разведочных работ на нефть и газ его основная роль заключалась в картировании структурных планов отложений и обнаружении потенциальных ловушек углеводородов. Однако даже в начальный период развития сейсморазведки было ясно, что возможности метода позволяют изучать не только характер залегания, но и физические свойства пород, включая изменения этих свойств, обусловленные нефтегазонасыщением. Интерес к возможностям прогноза литологии, пористости, залежей углеводородов по данным сейсморазведки резко возрос в конце пятидесятых годов, когда И. Я. Баллахом, И. Г. Медовским и К. А. Мустафаевым были предложены гипотезы о возможности регистрации отражений от водонефтяных и газожидкостных контактов залежей, о различии интенсивности отражений от водо- и нефтегазонасыщенных коллекторов, о повышенном затухании волн при прохождении через залежи. В шестидесятые годы появились сообщения Е. Е. Земцова и других авторов, экспериментально подтвердивших возможность обнаружения залежей по данным метода отраженных волн на основе указанных ранее критериев. Однако перейти к производственному применению сейсморазведки для прямых поисков залежей и к прогнозу других особенностей пород в то время не удалось главным образом из-за отсутствия аппаратуры и методики, обеспечивающих уверенное выявление аномалий на фоне помех. Ситуация резко изменилась после перехода на многократные системы наблюдений с последующим накоплением сигналов, и на цифровую регистрацию и обработку полевых материалов.

Применение цифровой регистрации и обработки материалов резко повысило надежность и точность сейсмических измерений. Удалось автоматизировать и многократно ускорить различные операции, осуществить эффективное подавление помех, стабилизировать форму и интенсивность импульсов, сократить их длительность. Разработаны и широко внедрены цифровые методы, позволяющие измерять скорости и затухание волн, изучать отражающие свойства границ. Создание совершенных устройств вывода информации обеспечило представление результативных материалов в удобной форме, позволяющей интерпретатору охватить больше данных и выявить ранее скрытые соотношения. Наряду с прогрессом техники и методики расширились представления о закономерностях, определяющих свойства пород в их естественном залегании.

Новая технико-методическая база сейсморазведки позволяет решать задачи на гораздо более высоком уровне. Изучение геометрии пластов по-прежнему остается первой задачей прикладных сейсмических наблюдений, но теперь уже нет оснований ограничиваться только ее решением. В последние годы установлена возможность широкого использования данных цифровой сейсморазведки

отраженными волнами для обнаружения и оконтуривания месторождений углеводородов. Практически доказана возможность прогноза литологии, предсказания аномальных пластовых давлений, расчленения разрезов на отдельные стратиграфические комплексы по совокупности кинематических и динамических характеристик волн. Вместе с тем даже при современном уровне развития сейсморазведки извлечение петрофизической информации из сейсмических данных часто является весьма трудной, а порой, при работах в сложных сейсмогеологических условиях, и невыполнимой задачей.

Для выявления залежей и изучения свойств пород недостаточно анализировать только времена прихода волн, как это делается при структурных построениях, необходимо интерпретировать динамические параметры колебаний, надежное измерение которых возможно лишь при весьма низкой интенсивности помех. Возрастают также требования к точности определения времен отражения. Составной частью процесса обработки при изучении свойств пород является оценка скоростей распространения колебаний. Эта операция требует измерения (в явной или неявной форме) второй производной годографа, что является гораздо менее помехоустойчивой задачей по сравнению с измерением времен прихода волн, достаточным в большинстве случаев для структурных построений.

В связи с указанными, а также некоторыми другими особенностями сейсмические исследования при прогнозе состава и свойств пород могут заметно отличаться, особенно на этапах обработки и интерпретации материалов, от традиционного подхода, используемого при изучении структурных соотношений. Представляется, что, по аналогии с обозначением специфических модификаций сейсмического метода такими терминами, как, например, «рудная» или «инженерная» сейсморазведка, правомерно применять термин «петрофизическая» сейсморазведка. Предметом петрофизической сейсморазведки является определение по данным сейсмических волн упругих, диссипативных и других физических свойств горных пород и интерпретация полученных материалов на основе априорных петрофизических закономерностей и критериев с целью прогноза неструктурных геологических характеристик пород: литологического состава, наличия месторождений, термодинамических условий залегания и т. д.

За последние годы в нашей стране и за рубежом накоплен некоторый опыт применения сейсморазведки для решения задач изучения состава и свойств пород. В периодической литературе опубликовано немало статей, посвященных физико-геологическому обоснованию проведения сейсмических исследований, способов обработки и истолкования результатов наблюдений.

Несомненно, назрела необходимость обобщения данных об использовании сейсморазведки для прогноза состава и свойств пород. В настоящей работе, состоящей из шести глав, сделана попытка в систематизированном виде изложить сейсмогеологические (гл. I) и теоретические (гл. II) предпосылки решения задач прогнозирования, описать алгоритмы и методику, используемые для опреде-

ления петрофизических параметров (гл. III). В последующих главах рассматриваются вопросы, связанные с решением конкретных геологических задач: прямых поисков залежей (гл. IV), выявлении аномальных пластовых давлений (гл. V), прогноза литологии и возраста пород (гл. VI). Применительно к указанным задачам описаны особенности методики полевых исследований и обработки материалов, специфики геологической интерпретации, приведены примеры эффективного применения сейсморазведки для прямых поисков нефтегазовых залежей, прогноза давлений и т. д. Большое внимание в разделах, посвященных обработке и интерпретации материалов, уделено оценке погрешностей и обсуждению ограничений существующих методов. Вопросы точности и надежности имеют особое значение вследствие малого опыта практического применения способов прогноза состава и свойств пород.

В книге использованы данные полевых и тематических работ, проводившихся в различных районах нашей страны Центральной геофизической экспедицией Миннефтепрома и другими организациями. Невозможно упомянуть всех лиц, сотрудничество которых сыграло важную роль при работе над вопросами, освещенными в книге. Хотелось бы все же отметить, что получение многих результатов стало возможным благодаря Г. Н. Гогоненкову, А. И. Лугинцу, Б. З. Лабковскису, С. С. Эльмановичу, внесшим весомый вклад в развитие и внедрение методов прогноза состава и свойств пород по данным сейсморазведки.

Несмотря на многообразие рассматриваемых в книге вопросов, они не исчерпывают всей проблемы. Осталась не затронутой проблематика комплексной интерпретации, которая детально освещена в ряде опубликованных трудов [16, 45]. Не рассмотрено использование поперечных и обменных волн, несомненно многообещающих, но возможности которых в прогнозировании по ряду причин еще не реализованы.

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗА СОСТАВА И СВОЙСТВ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Представления о принципиальных возможностях и ограничениях использования сейсмического метода для петрофизического прогнозирования при разведке на нефть и газ основаны на анализе закономерностей, связывающих упругие и диссипативные свойства осадочных отложений с их литологическими составом и пористостью, с глубиной и термодинамическими условиями залегания, со свойствами флюидов, заполняющих поры и трещины, с неоднородностью и другими геологическими особенностями.

Многообразие геологических факторов и их сложные взаимосвязи, влияющие на физические свойства пород, существенно затрудняют теоретическое исследование петрофизических соотношений. Модели, положенные в основу теоретического анализа, обычно сильно упрощены и поэтому реально существующие петрофизические закономерности отражают главным образом качественно. В связи с этим важнейшее значение приобретают эмпирические зависимости между физическими характеристиками пород и определяющими их геологическими факторами. Сейсмогеологическое обоснование возможностей прогноза состава и свойств пород в силу изложенных причин может быть только комплексным — данные теории необходимо использовать для выявления физических причин существования и объяснения качественного характера тех или иных петрофизических соотношений, а экспериментальные данные — для количественной характеристики реально существующих зависимостей и оценки применимости теоретических моделей.

1. СКОРОСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Значение скорости распространения волн зависит от упругих свойств слагающих породу минералов, взаимного расположения минеральных частиц, пористости и трещиноватости скелета и свойств жидкостей и газов, заполняющих поры и трещины. На скорость распространения волн влияют также давление вышележащих пород и другие внешние механические, а также тепловые воздействия, изменяющие упругие силы, действующие на контактах минеральных зерен.

Горные породы неоднородны, в их внутреннем строении отмечаются как закономерное чередование прослоев, так и случайные флуктуации состава или ориентировки частиц и пор. Для оценки роли отдельных факторов будем предполагать вначале породу однородной, изотропной и рассмотрим влияние на скорость распространения волн минерального состава твердой компоненты пород,

их пористости, глубины и термодинамических условий залегания пород. Затем оценим влияние на скорость свойств флюидов, заполняющих поры.

Зависимость скорости от состава и строения твердой компоненты

Влияние литологии и пористости. Если бы пористость и трещиноватость отсутствовали, скорость распространения сейсмических колебаний определялась бы минеральным составом пород. Путем экстраполяции к нулевой пористости экспериментально найденных зависимостей скорости от пористости получены следующие усредненные значения скорости продольных волн в сплошных породах:

Порода	v , км/с	Порода	v , км/с
Глина	3,5—4,2	Доломит	7,0—7,5
Песчаник	5,2—6,2	Соль	4,3—4,7
Известняк	6,2—7,0	Ангидрит	5,8—6,8

Нередко породы встречаются не в чистом виде, а в виде промежуточных разностей — глинистых известняков, известковистых песчаников и т. п. Скорость распространения воли в таком случае имеет промежуточное значение, зависящее от процентного содержания отдельных компонент.

Наличие пор и трещин приводит к снижению скорости по сравнению с указанными значениями. Для характеристики пористости используется коэффициент пористости, который определяется как часть общего объема породы, занимаемая поровым пространством:

$$k_p = \frac{V_p}{V_{tb} + V_p},$$

где V_p — объем пор в образце породы; V_{tb} — объем твердых составляющих образца.

Величина k_p измеряется в долях единицы или процентах. При наличии пор и трещин величина k_p может использоваться как характеристика пустотности породы. Поры и трещины обычно сообщаются друг с другом. Объем изолированных пор чаще всего не превышает несколько процентов от общего объема пор, хотя при малых k_p ($k_p < 0,1$) эта величина может возрастать. Пористость весьма велика в рыхлых породах, залегающих у поверхности. Они представляют собой зернистые агрегаты, в которых отдельные частицы слабо скреплены между собой или вообще не скреплены друг с другом. Значения k_p в рыхлых и выветренных отложениях обычно выше 30 %, а нередко достигают и 45—60 %. В осадочных отложениях, находящихся на некоторой глубине ниже поверхности, за счет плотной упаковки и цементации минеральных зерен обычно образуется жесткий консолидированный скелет породы (его также называют остовом или матрицей породы). Объем пор в невыветренных скрепленных осадочных отложениях составляет до 30—35 %.

Пористость в среднем уменьшается при увеличении глубины залегания пород; кроме того, имеют место значительные случайные вариации пористости как по вертикали, так и по напластованию. Поры и трещины осадочных отложений, находящихся в коренном залегании, всегда заполнены флюидами: минерализованной водой, иногда нефтью или газами.

При неизменном составе породы коэффициент корреляции между скоростью v_p и пористостью в консолидированных породах составляет 0,7–0,8 [87]. Если учесть литолого-структурные особенности и разделить по ним породу на отдельные литологические разности (например, разделить песчаники на группы по минеральному составу зерен, количеству и составу цемента), то коэффициент корреляции внутри таких литологически однородных групп составит выше 0,90 [18]. Таким образом, роль общего объема пор является доминирующей, влияние же на скорость размера пор и минеральных зерен, а также их формы гораздо менее существенно. Учитывая это, при теоретических исследованиях можно в первом приближении предполагать, что состав и свойства твердого материала консолидированной породы однородны, а ее скелет представляет собой макрооднородную изотропную среду с равномерным распределением пор. В таком случае скорость продольных волн в области сейсмических частот [57, 101]

$$v_p = \sqrt{\frac{u_n + u_{ck}}{\rho_n + \rho_{ck}}} . \quad (I.1a)$$

Здесь

$$u_n = \frac{(1 - \beta_{tb}/\beta_{ck})^2}{\beta_{tb} (1 - \beta_{tb}/\beta_{ck} - k_n) + \beta_{\phi} k_n} , \quad (I.1b)$$

$$u_{ck} = \frac{1}{\beta_{ck}} + \frac{4}{3} G_{ck} ,$$

$$\rho_n = \rho_{\phi} k_n ,$$

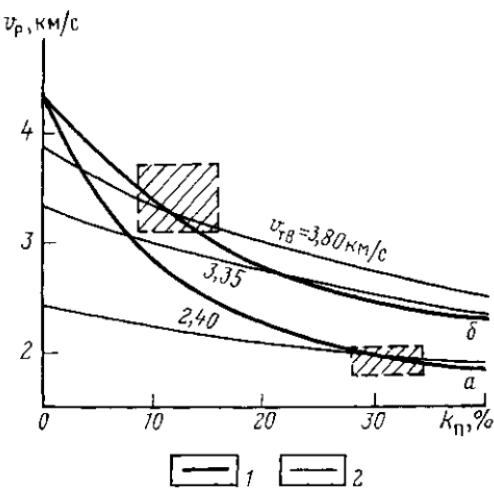
$$\rho_{ck} = \rho_{tb} (1 - k_n) ,$$

где β_{tb} — сжимаемость материала, слагающего скелет, т. е. коэффициент пропорциональности между относительным изменением объема сплошного образца, составленного из материала твердой фазы, и приложенным к образцу напряжением всестороннего упругого воздействия; β_{ck} — сжимаемость скелета, т. е. коэффициент пропорциональности между относительным изменением его объема и приложенным напряжением; величины β_{ck} и β_{tb} связаны соотношением [37]: $\beta_{ck} = \beta_{tb} + k_{\phi} \beta_n$ (β_n — сжимаемость порового пространства); β_{ϕ} — сжимаемость флюида; G_{ck} — модуль сдвига скелета; ρ_{ϕ} — плотность флюида, насыщающего поры; ρ_{tb} — плотность твердой фазы.

Таким образом, величины u_{ck} и ρ_{ck} зависят от пяти параметров (β_{tb} , β_{ck} , G_{ck} , k_n , ρ_{tb}), характеризующих упругость и плотность твердой фазы и скелета породы, а величины u_n и ρ_n — от упруго-

Рис. 1. Зависимости скорости распространения продольных волн от пористости.

1 — рассчитанные по формуле (I.1) для глубин 0,5 км (а) и 3,0 км (б);
 2 — рассчитанные по формуле среднего времени с различными значениями $v_{\text{тв}}$; штриховкой показаны диапазоны типичных значений скорости и пористости для глубин 0,5 км (справа) и 3,0 км (слева)



сти и плотности заполнителя пор (β_Φ , ρ_Φ), а также от свойств скелета и сжимаемости твердой фазы.

На рис. 1 приведены результаты расчетов для глинистых песчаников, содержащих минерализованную воду. На основании литературных данных [37, 57, 58] были приняты следующие значения параметров: $\beta_{\text{тв}} = 3 \cdot 10^{-6}$ г/см³, $\rho_{\text{тв}} = 2,65$ г/см³, $\beta_\Phi = 4,4 \times 10^{-4}$ МПа⁻¹, $\rho_\Phi = 1,05$ г/см³, $\beta_\pi = 3,2 \cdot 10^{-3}$ МПа⁻¹ при $H = 0,5$ км и $\beta_\pi = 0,6 \cdot 10^{-3}$ МПа⁻¹ при $H = 3,0$ км. Значения модуля сдвига

$$G_{\text{ск}} = \rho v_s^2$$

определенны с помощью данных о корреляционной связи v_s и v_p . Правильность числовых значений параметров подтверждается совпадением расчетных значений скорости на рис. 1 со значениями, найденными по материалам каротажа.

Формула (I.1) сложна для широкого использования, так как обоснованный выбор входящих в нее величин представляет большие трудности. В связи с этим широкое распространение получили приближенные эмпирические зависимости. Чаще всего используется уравнение среднего времени

$$\frac{1}{v_p} = \frac{k_\pi}{v_\Phi} + \frac{1 - k_\pi}{v_{\text{тв}}}, \quad (I.2)$$

где v_Φ — скорость распространения волн во флюиде, $v_{\text{тв}}$ — в твердом веществе.

Формула (I.2) и аналогичные ей учитывают влияние ряда факторов (например, плотностей) на скорость косвенным образом, за счет выбора подходящего значения $v_{\text{тв}}$, соответствующего условиям исследований. Это наглядно видно из рис. 1. При соответствующем подборе $v_{\text{тв}}$ формула (I.2) дает зависимости, в той или иной мере совпадающие с точными решениями в определенном диапазоне значений k_π . Лучшее приближение обеспечивается для больших k_π .

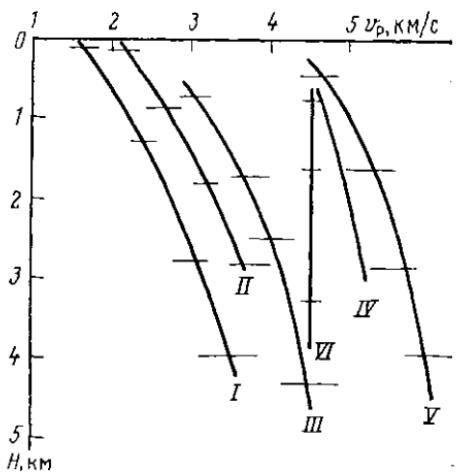


Рис. 2. Усредненные зависимости скорости от глубины по данным сеймокаротажа для разных пород.

I — кайнозойские терригенные; II — мезозойские терригенные; III — палеозойские терригенные; IV — мезозойские карбонатные; V — палеозойские карбонатные; VI — соль.
Горизонтальные черточки — 95 % доверительные интервалы длины средних значений

(0,2—0,4) при оценке скоростей в сцементированных зернистых породах типа песчаников [20, 42].

Из рис. 1 следует, что одна и та же порода может характеризоваться скоростями, изменяющимися в зависимости от пористости в широком диапазоне. С другой стороны, породы с разным составом твердой фазы могут иметь близкие значения скоростей, например известняк при $k_p \approx 20\%$ и песчаник при $k_p \approx 10\%$.

При равной пористости мелкозернистые и мелкопористые породы обладают на несколько процентов более высокой скоростью по сравнению с крупнозернистыми и крупнопористыми породами такого же литологического состава. Скорость возрастает также при увеличении возраста пород (рис. 2). Например, она увеличивается на 350 м/с при увеличении возраста на 100 млн. лет. При равной глубине погружения породы, отличающиеся возрастом, но одинакового литологического состава, обычно характеризуются близкими значениями пористости, так что влияние возраста, по-видимому, обусловлено изменениями свойств минералов, слагающих твердую фазу, за счет более длительного воздействия вторичных (эпигенетических) процессов преобразования веществ под действием давления, температуры и геохимических факторов.

Скорость волн в рыхлых породах существенно ниже, чем в консолидированных как вследствие более высокой пористости рыхлых образований, так и за счет уменьшения жесткости связей частиц твердой фазы. В сухих или слабоводонасыщенных несцементированных отложениях скорость продольных волн оказывается мала — до нескольких сотен или даже десятков метров в секунду [55]. Для тех же пород, полностью насыщенных водой, скорость продольных колебаний существенно возрастает (до 1500—1900 м/с), так как благодаря наличию жидкости резко увеличивается объемная упругость породы в целом.

Влияние глубины залегания. При увеличении глубины залегания осадочной породы неизменного состава скорость распростране-

нения волн в ней, как правило, возрастает. В реальных средах состав пород с глубиной нередко изменяется, в связи с чем возрастание скоростей не носит монотонного характера и проявляется лишь в среднем. При больших глубинах залегания вертикальный градиент обычно полностью маскируется разбросом скоростей вследствие флюктуаций состава и пористости. Чтобы количественно оценить возрастание скорости с глубиной (см. рис. 2), использовано большое число данных сейсмокаротажа, относящихся к одновозрастным породам с близкой литологией.

Увеличение скорости наиболее заметно при небольших глубинах залегания. До глубины 2—3 км скорость возрастает по нелинейной зависимости с заметно уменьшающимся градиентом, далее зависимость приобретает почти линейный характер. Основными причинами изменения скорости по мере увеличения глубины залегания являются упругие деформации скелета и уменьшение его пористости (уплотнение) вследствие эпигенетических изменений и неупругих деформаций. При глубинах до нескольких сотен метров заметное влияние может оказывать также возрастание степени сцементированности, т. е. переход от рыхлых к консолидированным породам.

Рассмотрим влияние основных источников изменения скорости с глубиной.

1. Упругие деформации. Причиной упругих деформаций является рост механических напряжений и температуры с глубиной. Основным источником механических напряжений является вес вышележащих пород и давление жидкости в порах. В некоторых случаях (в областях с интенсивной неотектоникой) существуют дополнительные механические напряжения, обусловленные тектоническими силами, которые могут иметь произвольное направление. В нефтегазоносных бассейнах ведущее значение в создании напряженного состояния обычно имеет нагрузка со стороны покрывающей среды, в связи с чем в дальнейшем рассматривается только изменение скорости под действием всестороннего давления. Влияние давления на скорость существенно различно для сплошных и пористых пород. В однородной сплошной среде на скорость влияет только внешнее давление. Его рост приводит к сближению атомов кристаллической решетки и увеличению за счет этого модуля упругости. Давления на глубинах, исследуемых сейсморазведкой, незначительны по сравнению с межатомными силами и приводят к весьма небольшому изменению межатомных расстояний, практически не сказывающемуся на модулях упругости вещества. В результате исследования этого вопроса Ф. Берчем (США) получены формулы, отображающие влияние всестороннего давления p на скорости волн в сплошном веществе, которые после некоторого упрощения имеют следующий вид:

$$v_p = v_{p_0} + 2 \frac{p}{v_{p_0} \rho_0} \frac{4K^2 - 3}{3K^2 - 4},$$

$$v_s = v_{s_0} + 1,5 \frac{p}{v_{s_0} \rho_0} \frac{K^2 + 1}{3K^2 - 4}, \quad (I.3)$$

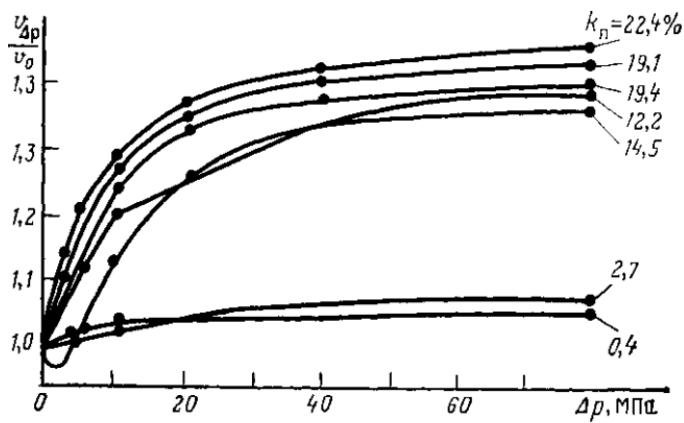


Рис. 3. Влияние увеличения давления на относительное изменение скорости продольных волн [67]

где v_{P_0} и v_{S_0} — скорости продольных и поперечных волн при отсутствии давления; ρ_0 — плотность; K — отношение v_{P_0}/v_{S_0} .

Низкопористые отложения (например, соль) по своему внутреннему строению близки к сплошным средам. Подставив типичные для соли значения $v_{P_0} = 4,5$ км/с, $\rho_0 = 2,2$ г/см³ и

$$K = v_{P_0}/v_{S_0} = 1,8,$$

получим, что увеличение давления на 22 МПа (что соответствует увеличению глубины в сплошной соли на 1 км) должно приводить к возрастанию скорости продольных волн на 8 м/с. При экспериментальном изучении влияния давления на скорость распространения волн в соли было найдено [8], что изменение скорости при таком же увеличении давления составляет 10—20 м/с; это довольно близко к теоретическому значению, если учесть, что реальные породы не являются полностью однородными. Отсутствием пористости, очевидно, и объясняется практически постоянная по глубине скорость волн в соли в естественных условиях (см. рис. 2).

Для пористых пород можно использовать формулы (I.3), чтобы оценить изменения скорости в материале, из которого состоит твердая фаза. Обычно это минералы с $\rho = 2,6\text{--}3,0$ г/см³, $v_{P_0} = 5\text{--}7$ км/с и $K = 1,7\text{--}2,0$. Подставляя эти значения в формулу (I.3), находим, что изменение давления на 25 МПа приводит к весьма незначительному изменению скорости (v_P на 5—7 м/с, v_S на 4—5 м/с). Это изменение гораздо меньше изменения (рис. 3), наблюдаемого при лабораторных исследованиях влияния давления на скорость в осадочных породах при высокой и средней пористости. В пористых породах изменение скорости волн при изменении давления обусловлено наличием пор и трещин между зернами минералов, слагающих породу.

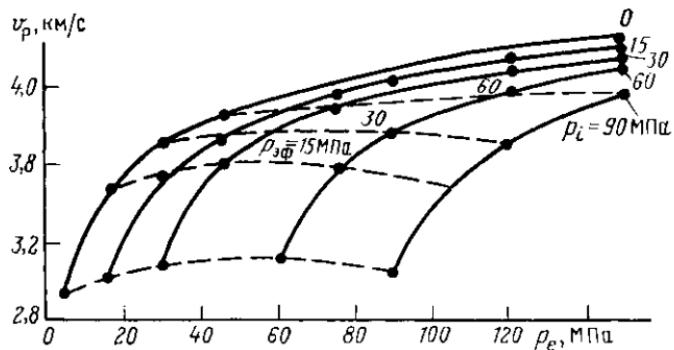


Рис. 4. Влияние внешнего p_e , внутреннего p_i и эффективного p_{af} давлений на скорость продольных волн в песчанике [9]

При анализе упругих свойств пористых сред и сопоставлении теоретических и лабораторных данных с результатами полевых и скважинных наблюдений важное значение имеет определение давления, действующего на скелет породы в зависимости от глубины ее залегания. Горные породы находятся под воздействием внешних напряжений со стороны окружающей среды и внутреннего давления находящегося в порах флюида. Внешние напряжения в общем случае зависят от направления. В условиях спокойного тектонического режима различия напряжений обычно невелики и можно считать, что внешние воздействия представляют собой всестороннее одинаковое давление, равное весу вышележащих пород. Такое внешнее воздействие называют геостатическим давлением. Внешнее давление приводит к упругому сжатию скелета и соответственно к росту скорости. Внутреннее давление флюида, наоборот, способствует раздвиганию частиц скелета, уменьшению его упругости и соответственно снижению скорости. Одновременное воздействие внутреннего и внешнего давлений на упругие свойства пористой среды равносильно воздействию эффективного давления, примерно равного разности внешнего и внутреннего давлений (рис. 4). Именно разность давлений определяет значение скорости в пористой зернистой среде [8].

Геостатическое давление возрастает с глубиной в зависимости от среднего удельного веса пород примерно на 22—25 МПа при увеличении глубины на 1 км. Внутреннее поровое давление при этом в проницаемых водонасыщенных породах возрастает в зависимости от степени минерализации примерно на 10—11 МПа. Таким образом, в спокойных тектонических условиях эффективное давление на скелет проницаемых пород растет на 12—15 МПа при увеличении глубины на 1 км. В непроницаемых породах давление жидкости может быть аномально большим. Эффективное давление при этом растет с глубиной медленнее.

Физический механизм, приводящий к более заметному возрастанию скорости в пористых породах, чем в сплошных, обусловлен

резким возрастанием упругих сил, действующих на контактах частиц при их сближении под действием давления.

Рассмотрим простейшую модель — горизонтальный пласт, между границами которого заключено большое число шариков одинакового диаметра d , расположенных по закону кубической упаковки, т. е. так, что центр каждого нижнего шарика находится на одной вертикали с центром верхнего [37]. Если длина распространяющейся волны и мощность пласта гораздо больше диаметра шариков, то такую среду можно принять за макроскопически однородную. Предположим, что к границам пласта приложена сила, равномерно распределенная по площади и создающая напряжение σ , приводящее к деформации шариков. Число шариков, расположенных на единице площади границы, обратно пропорционально квадрату их диаметра d^2 , поэтому на каждый шарик будет действовать сила, пропорциональная $\sigma_0 = \sigma/d^2$. Деформация (относительное уменьшение расстояния между границами пласта) под действием приложенной силы

$$\varepsilon = \frac{l - l_1}{l},$$

где l — первоначальная вертикальная мощность пласта; l_1 — его мощность после деформации.

Учитывая, что $l = nd$, $l_1 = n(d - \Delta)$, где n — число шариков по вертикали, Δ — уменьшение диаметра под воздействием силы σ_0 , получаем $\varepsilon = \Delta/d$. Согласно теории Герца, при упругом сжатии шариков

$$\Delta = \left[\frac{3\sigma_0 (1 - v_{tb}^2)}{E_{tb}} \right]^{2/3} \cdot \frac{1}{\sqrt[3]{d}},$$

где v_{tb} и E_{tb} — коэффициент Пуассона и модуль Юнга для материала шариков.

Подставив Δ в выражение для ε , найдем, что с точностью до числового множителя соотношение между напряжением σ и обусловленной им деформацией имеет вид

$$\sigma = E_1 \sigma_0^{1/3} \varepsilon, \quad \text{где} \quad E_1 = \left[\frac{E_{tb}}{1 - v_{tb}^2} \right]^{2/3}.$$

Величину $E_1 \sigma_0^{1/3}$ можно считать эффективным модулем упругости среды. Изменению давлений (изменению σ) соответствует существенное изменение эффективного модуля упругости, а значит и скорости v_p .

Большое число исследователей, задаваясь довольно сложными моделями, лучше соответствующим реальным, чем рассмотренная выше, получали аналитические зависимости, связывающие между собой давление (или глубину $z \sim \sigma$) и скорость в породе. Выведенные ими формулы близки к зависимости

$$v_p(z) = \sqrt{1 + Az^{1/3}}. \quad (I.4)$$

где A — константа.

Отсюда следует, что под влиянием роста давления скорость наиболее быстро изменяется при малых глубинах (пропорционально $z^{1/3}$). При возрастании глубины рост скорости вследствие увеличения давления должен существенно замедляться.

При лабораторных измерениях влияния всестороннего давления на скорость в песчаниках [9, 67] также получены зависимости, близкие к (I.4), причем очень четко выявляется уменьшение градиента возрастания скорости при возрастании давления (см. рис. 3, 4). Отмечается также, что возрастание скорости при увеличении давления проявляется тем слабее, чем меньше пористость образцов, т. е. чем ближе порода к сплошной среде. При малой пористости (1—3 %) увеличение давления на 50—60 МПа ведет к возрастанию скорости всего на 5—7 %, в то время как при пористости 20 % аналогичное увеличение давления приводит к увеличению скорости на 30—40 % (см. рис. 3). Пористость осадочных отложений в среднем уменьшается с глубиной в связи с этим влияние давления на скорость наиболее значительно на глубинах до 2—3 км. При оценке влияния упругих деформаций на скорость необходимо учитывать не только рост давлений, но и увеличение температуры с глубиной. На рис. 5 по вертикальной шкале указаны типичные для осадочных пород пределы изменения эффективных давлений и температур на различных глубинах. По данным теоретических расчетов и лабораторных экспериментов [8] нагрев пород приводит к заметному уменьшению (1—2 %) в них скорости распространения волн, если температура превышает 80—100 °С. Вследствие нагрева до температуры 200 °С скорость может уменьшаться на 5 % и более по сравнению со значением, которое наблюдалось бы на той же глубине, но при температуре 20 °С.

Если учесть только влияние роста давления и температуры с глубиной, то оказывается, что изменение скорости с глубиной в осадочных отложениях происходит гораздо быстрее, чем это следует из формулы (I.4) и данных лабораторных исследований влияния давления на скорость (см. рис. 5).

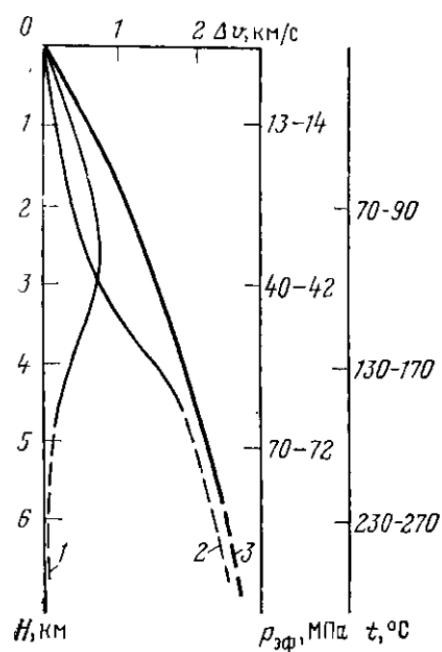


Рис. 5. Ориентировочная оценка влияния упругих деформаций и необратимого уменьшения пористости на изменение скорости с глубиной в песчано-глинистых породах.

1 — приращения скорости за счет упругих деформаций; 2 — то же, за счет уменьшения пористости; 3 — общее приращение скорости по отношению к ее значению вблизи поверхности

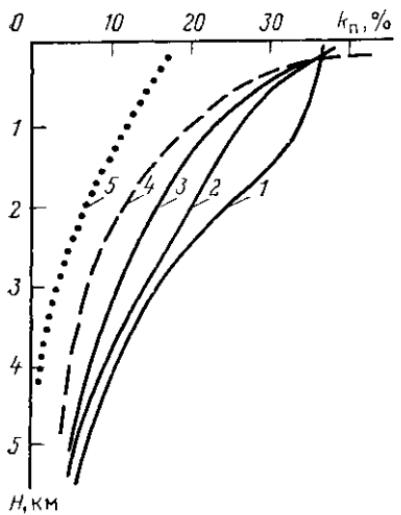


Рис. 6. Изменение средних значений пористости с глубиной при нормальном режиме уплотнения пород.

1 — чистые песчаники; 2 — песчаники, содержащие от 10 до 30 % цемента; 3 — песчаники, содержащие от 30 до 50 % цемента; 4 — чистые глины; 5 — известняки

чаниках, карбонатах), состоящих, как правило, из округлых зерен, основную роль играет отложение вторичных минералов — эпигенетическое минералообразование в порах. Эпигенетические процессы в карбонатах могут приводить не только к уменьшению, но и в некоторых случаях к возрастанию пористости за счет растворения вещества скелета и образование каверн.

Для глин и песчаников систематическое уменьшение (в среднем) пористости с глубиной прослеживается во всем изученном к настоящему времени интервале глубин — до 6—7 км. Пористость карбонатных пород значительно меньше, их уплотнение нередко завершается на глубине 1,5—2 км, но процессы перекристаллизации минерального вещества (доломитизация, мраморизация) продолжаются вплоть до полной метаморфизации карбонатов на больших глубинах. Образование микротрещин, каверн, а также локальные изменения характера эпигенетических процессов приводят к флюктуациям пористости (пустотности) пород, происходящим на фоне общего уплотнения с глубиной.

Рассмотренный механизм уплотнения имеет место, если породы проницаемы и заполняющая поры вода может свободно перемещаться в осадочном чехле. При затрудненной циркуляции пластовых вод или ее отсутствии уменьшение пористости с глубиной в соответствующих толщах происходит медленнее, чем это показано на рис. 6.

2. Уплотнение пород. Очевидной, но не всегда учтываемой причиной изменения скорости с глубиной является обратимое уплотнение пород. Результаты обобщения опубликованных данных свидетельствуют о том, что при возрастании глубины осадочных отложений их пористость в среднем всегда уменьшается (рис. 6). Наибольшее уплотнение испытывают пластичные породы — глины, глинистые песчаники и глинистые карбонаты. Определяющее влияние на уменьшение пористости глинистого вещества оказывает давление, приводящее к сближению пластинчатых частиц глин, сжатию пор и уменьшению водонасыщенности. Обезвоживание глин сопровождается изменением их минерального состава. Аналогично глинам уплотняются мергели. В более жестких породах (пес-

На рис. 5 представлен график, рассчитанный на основании формулы (I.1а). График показывает влияние необратимого уменьшения пористости на скорость продольных волн. Расчеты выполнены для песчано-глинистых пород. Сравнение полученной зависимости с графиком, отображающим изменение скорости вследствие упругих деформаций, показывает, что увеличение скорости, обусловленное уплотнением пород с глубиной, столь же значительно и даже больше, чем увеличение скорости вследствие упругого сжатия породы. Суммарное влияние упругих и неупругих деформаций и эпигенетических изменений получим, просуммировав на рис. 5 приращения скорости, обусловленные каждым фактором в отдельности. Найденные в результате значения очень близки к реальным приращениям скорости продольных волн. Отсюда можно заключить, что эффективное давление, температура и обусловленное эпигенетическими процессами и неупругими деформациями необратимое уплотнение пород является основным фактором, влияющим на изменение скорости с глубиной в песчано-глинистых породах неизменного возраста. Аналогичные причины приводят к увеличению скорости и в карбонатных отложениях. В породах, где пористость с глубиной сохраняется постоянной, определяющее воздействие на изменение скорости оказывают упругие деформации. При малой пористости, типичной, например, для соли, скорость с глубиной практически не изменяется.

3. Скорость распространения поперечных волн. Скорости распространения поперечных волн в горных породах изучены менее подробно, чем скорости продольных волн. При отсутствии пор или трещин значения v_s составляют примерно (0,55—0,60) v_p .

В пористых средах скорость

$$v_s = \sqrt{\frac{G_{ск}}{\rho_{п} + \rho_{ск}}} \quad (I.5)$$

В горных породах величина $\rho_{п}$ обычно мала по сравнению с $\rho_{ск}$, так что определяющее влияние на v_s оказывает строение скелета, а не свойства флюида, заполняющего поры. Это же справедливо и для скорости продольных волн при не очень больших значениях $k_{п}$, когда величина $u_p < u_{ск}$. В связи с этим можно ожидать тесной связи величин v_p и v_s в консолидированных породах. Обобщение экспериментальных данных (рис. 7), полученных в результате скважинных наблюдений, свидетельствует, что при $v_p > 2$ км/с между скоростями v_p и v_s существует четко выраженная линейная (коэффициент корреляции выше 0,9) зависимость

$$v_s = 0,63v_p - 0,50. \quad (I.6)$$

В рыхлых породах, залегающих в самой верхней части разреза, ($v_p < 2$ км/с) связь v_p и v_s , как и следовало ожидать, ухудшается.

Изменение с глубиной скорости поперечных волн под влиянием роста температуры, давления и эпигенетических процессов в реальных условиях не исследовано. На основании существования тесной

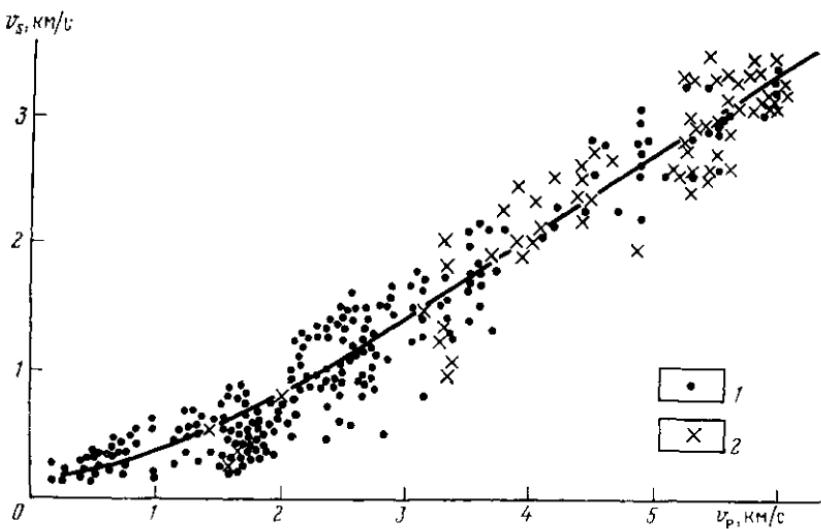


Рис. 7. Взаимосвязь скоростей продольных и поперечных волн по данным сейсмокаротажа.

1 — песчано-глинистые породы; 2 — карбонатные породы

корреляционной связи между скоростями продольных и поперечных волн следует полагать, что закономерности, существующие для продольных волн, справедливы и для поперечных.

Влияние нефтегазонасыщенности на скорость

В условиях давлений и температур, характерных для пород осадочного чехла, скорость распространения продольных колебаний в минерализованной воде мало изменяется с глубиной, составляя в диапазоне глубин от 0 до 4 км [21] около 1,50—1,65 км/с. Скорость распространения воли в нефти существенно зависит от ее газонасыщенности. С глубиной, благодаря росту температуры и давления, газонасыщенность растет, в связи с чем скорость уменьшается в среднем от 1,2 до 0,35—0,45 км/с. Скорость волн в углеводородных газах зависит от давления и возрастает с глубиной от 0,4 до 0,6 км/с. Плотность воды с глубиной почти не изменяется и в зависимости от минерализации близка к 1,0—1,1 г/см³, плотность нефти с глубиной в среднем уменьшается примерно от 0,9 до 0,6 г/см³. Плотность метана за счет увеличения давления с глубиной резко возрастает от 0,01 г/см³ при $H = 0$ до 0,1—0,2 г/см³ при $H = 2—4$ км. Различия физических свойств воды, нефти и газа обусловливают зависимость скорости распространения колебаний в породе от характера насыщающего поры флюида, пористости и относительного объема пор, занятого флюидом.

Из формул (I.1) и (I.5) следует, что влияние состава заполняющего поры флюида на скорость v_p проявляется за счет изменения величины μ_p и плотности ρ_p , а на скорость v_s — только за счет из-

Таблица 1

Свойства песчаных коллекторов

Глубина H , км	Пористость k_p , %	Сжимаемость $\beta \cdot 10^8$, МПа $^{-1}$				
		твердой фазы $\beta_{\text{тв}}$	скелета $\beta_{\text{ск}}$	пластовой воды β_v	нефти β_n	газа (метана) β_g
0,5	27–35	0,03	0,5–0,9	0,47	1,1	165
1	22–34	0,03	0,47–0,60	0,46	1,4	100
2	18–28	0,03	0,15–0,25	0,44	1,9	50
3	12–17	0,03	0,18–0,13	0,41	2,3	25
4	5–8	0,03	0,06–0,09	0,39	2,6	20

Глубина H , км	Модуль сдвига $G \cdot 10^{-3}$, МПа	Плотность ρ , г/см 3			
		твердой фазы $\rho_{\text{тв}}$	пластовой воды ρ_v	нефти ρ_n	газа (метана) ρ_g
0,5	1,25–1,60	2,65	1,05	0,83	0,02
1	2,25–2,55	2,65	1,1	0,80	0,05
2	3,50–3,85	2,65	1,1	0,75	0,11
3	4,20–7,85	2,70	1,1	0,67	0,16
4	4,7–9,3	2,70	1,1	0,62	0,20

менения плотности ρ_n . Значения сжимаемостей $\beta_{\text{тв}}$, β_v , β_n , β_g и плотностей $\rho_{\text{тв}}$, ρ_v , ρ_n , ρ_g для песчаных пород (в которых сосредоточено около 80 % всех нефтегазовых залежей) приведены в табл. 1, составленной с использованием данных из работ [37, 56, 58, 66, 72, 89, 99, 100]. Значения модулей сдвига найдены по величинам v_s (рис. 7) и ρ (см. рис. 11), которые в свою очередь найдены по значениям v_p (см. рис. 2) для рассматриваемых глубин. Значения сжимаемости скелета $\beta_{\text{ск}}$ определены по формуле (I.1) путем подстановки в нее величин v_p и k_p , характерных для принятых глубин, а также соответствующих водонасыщению сжимаемости и плотностей.

Значения k_p , приведенные в табл. 1, характерны для кайнозойских коллекторов. Пористость песчаных пород и величины $\beta_{\text{ск}}$, зависят от содержания глинистого материала. Малые значения k_p и большие $\beta_{\text{ск}}$ соответствуют песчаникам и алевролитам, содержащим 20–30 % глинистого материала, большие k_p и малые $\beta_{\text{ск}}$ – песчаникам и алевролитам с содержанием глинистых частиц менее 10 % (чистым песчаникам).

Подставляя значения из табл. 1 в формулу (I.1), можно определить уменьшение скорости продольных волн при замене воды в порах на нефть $\Delta v_{\text{вн}}$ и на газ $\Delta v_{\text{вг}}$ (рис. 8, табл. 2).

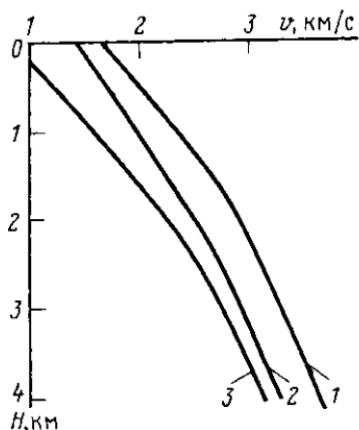


Рис. 8. Результаты расчетов скорости распространения волн в кайнозойских водонасыщенных (1), нефтенасыщенных (2), газонасыщенных (3) песчаниках

При замене воды в порах на нефть и особенно газ резко возрастает сжимаемость флюида (см. табл. 1) и благодаря этому значение μ_n существенно уменьшается. На малых глубинах, где породы еще слабо уплотнены, $\mu_{ск} < \mu_n$ (например, при $H = 1$ км для водонасыщенных глинистых песчаников $\mu_{ск} = 5,1 \cdot 10^3$ МПа; $\mu_n = 7,5 \cdot 10^3$ МПа) и изменение μ_n существенно оказывается на скорости. При возрастании глубины жесткость скелета быстро увеличивается (при $H = 3$ км $\mu_{ск} = 17,6 \cdot 10^3$ МПа), относительное значение слагаемого μ_n уменьшается и поэтому изменение скорости при нефтегазонасыщении становится менее существенным. Возра-

При расчетах учитывалось, что в поровом пространстве продуктивной части коллекторов обычно содержится около 25 % остаточной воды.

В табл. 2 приведены также заимствованные из [57, 99] результаты расчетов для кайнозойских и мезозойских песчаников. В указанных работах величины $\mu_{ск}$ и $G_{ск}$ выбирались исходя из общих соображений и экспертных оценок. Сопоставление результатов свидетельствует о том, что различные способы выбора параметров, характеризующих свойства скелета, мало влияют на величины Δv . Сравнительно слабо зависит значение Δv от содержания глинистого цемента. В то же время влияние глубины залегания породы и состава флюида весьма существенно. Определяющее влияние на характер изменения Δv с глубиной оказывает соотношение величин μ_n и $\mu_{ск}$.

Таблица 2

Влияние нефтегазонасыщения на скорость v_p

Глубина H , км	Кайнозойские песчаники							Мезозойские песчаники [57]	
	$\Delta v_{BH}/v_B, \%$			$\Delta v_{BR}/v_B, \%$					
	чистые	глинистые	данные [99]	чистые	глинистые	данные [99]	$\frac{\Delta v_{BH}}{v_B}$	$\frac{\Delta v_{BR}}{v_B}$	
500	16	15	14	30	40	40	—	—	
1000	15	18	—	22	34	—	8	12	
2000	11	12	10	14	18	17	8	9	
3000	10	10	8	13	16	12	—	—	
4000	8	9	—	9	14	—	—	—	

ствием жесткости скелета объясняется также меньшее влияние нефтегазонасыщения на скорость при увеличении возраста породы (ср. данные табл. 2 для мезозойских и кайнозойских пород).

Расчеты для известняков и доломитов показали [57], что при одинаковых глубинах залегания значение величины $\mu_{ск}$ карбонатных пород значительно выше, чем у песчаников за счет меньшего (в среднем) объема пор и пустот, а также меньшей сжимаемости твердой фазы. Соответственно значение величины Δv в карбонатах меньше (примерно вдвое), чем в песчаниках.

Сжимаемость газов на несколько порядков выше сжимаемости воды и нефти. Поэтому в присутствии даже небольшого количества газа (около 5 %) сжимаемость водогазовой или нефтегазовой смеси определяется сжимаемостью газа, так что величины μ_p в (I.1) минимальны уже при небольшом количестве газа и не изменяются при дальнейшем газонасыщении. В то же время значение плотности породы при небольшом газонасыщении почти не изменяется, оставаясь близким к максимальному значению, соответствующему полному насыщению пор жидкостью. В результате согласно формуле (I.1) величина $\Delta v_{вг}$ оказывается максимальной, а скорость v_p минимальной именно при небольшом газонасыщении (5—10 %). При увеличении относительного содержания газа в порах свыше 10 % скорость v_p возрастает за счет уменьшения плотности породы (рис. 9). Сжимаемость нефти отличается от сжимаемости воды не столь резко, как для газа, и поэтому изменение относительного содержания этих двух жидкостей в порах приводит к плавному изменению скорости v_p .

На рис. 10 показаны результаты расчетов влияния изменения пористости на скорость в зависимости от состава флюида на глубине 2 км. Поскольку значение k_p входит в знаменатель выражения (I.1) для μ_p , уменьшение пористости приводит к некоторому возрастанию абсолютного значения Δv , которое оказывается максимальным при $k_p \approx 5-10\%$. Таким образом, изменения скорости наиболее значительны при небольшом газонасыщении низкопористых пород.

На скорости поперечных волн нефтегазонасыщение оказывает слабое влияние. Сдвиговая упругость жидкостей и газов равна нулю, так что присутствие флюидов в порах породы не меняет ее модуля сдвига и при замене типа флюида скорость поперечных волн изменяется только за счет изменения плотности. Плотность породы при замене воды на нефть, а нефти на газ несколько уменьшается. Скорость волн обратно пропорциональна квадратному корню из плотности и поэтому при уменьшении плотности вследствие нефтегазонасыщения скорость поперечных волн возрастает. В связи с тем, что при типичной для сцементированных осадочных пород пористости (10—30 %) основное влияние на плотность оказывает состав твердой фазы, изменение величины v_s не превышает нескольких процентов.

Теория не учитывает влияния таких факторов, как наличие микротрешин, неоднородность состава твердой фазы, обычно состоящей

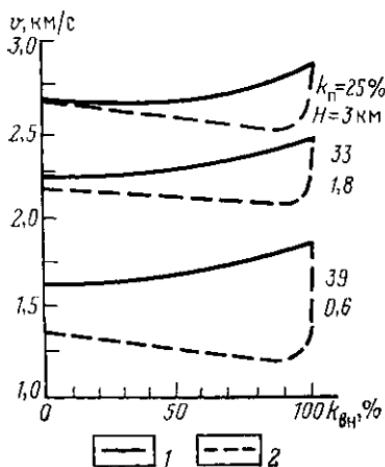


Рис. 9. Изменение скорости в зависимости от степени водонасыщения ($k_{\theta H}$) пор песчаника [99].

1 — поры заполнены смесью воды и нефти;
2 — то же, воды и газа

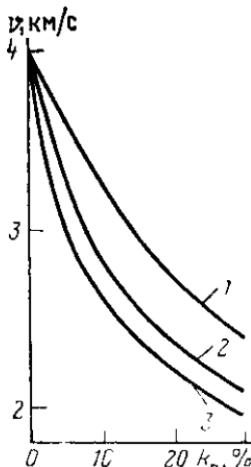


Рис. 10. Зависимость скорости от пористости для различных флюидов в порах пород.

1 — вода; 2 — нефть; 3 — газ

из зерен и цемента и т. д. Кроме того, дополнительной причиной изменений скорости в зависимости от природы флюида является различие эпигенетических изменений породы. После насыщения коллектора углеводородами приостанавливаются процессы растворения, переноса и вторичного минералообразования, так как главный растворитель — вода перестает циркулировать через породу. Различие химических взаимодействий скелета и порозаполнителей в водо- и нефтегазонасыщенных коллекторах может приводить к некоторому различию пористости и сжимаемости скелета внутри и вне контура залежи. В связи с этим большой интерес представляет сопоставление результатов расчетов с данными экспериментальных исследований.

Наиболее надежно влияние всех причин на скорость может быть выявлено путем сравнения данных измерений, выполненных в естественном залегании внутри и вне контура залежей. При этом необходимо учитывать структурный эффект — различие глубин продуктивных пород внутри и вне контура.

В табл. 3 приведены значения изменений пластовой скорости, установленных при сейсмокартажных измерениях внутри и вне контура залежей на некоторых месторождениях Советского Союза, находящихся в терригенных отложениях.

Непосредственное сопоставление наблюденных и теоретически рассчитанных значений невозможно, так как при сейсмическом картаже определены величины Δv для всей продуктивной толщи, включающей как коллекторы, так и вмещающие породы. Поэтому значения экспериментальных величин Δv меньше рассчитанных.

Таблица 3

Влияние нефтегазонасыщения на скорость продольных волн

Месторождение	Вид углеводородов	Возраст	Глубина H , м	Наблюденное различие скоростей [36, 66] $\Delta v/v, \%$	Различие скоростей после учета структурного эффекта $\Delta v/v, \%$
Ярега	Нефть	PZ	300	6	6
Газли	Газ	MZ	800	11	7
Узень	Газ	MZ	800	12	8
Северо-Ставропольское	Нефть	MZ	2000	10	8
Анастасиевско-Троицкое	Газ	KZ	600	22	18
Муханово	Нефть	KZ	1500	20	18
	Нефть	KZ	1500	21	20

Поскольку измерения проводились на антиклинальных складках, можно было бы предположить, что изменения скорости обусловлены не нефтегазонасыщением, а изгибанием слоев в процессе тектогенеза, например большей трещиноватостью пород в своде складок. Чтобы оценить роль этого фактора, необходимо сравнить различия значений скоростей в контуре и за контуром залежи отдельно в продуктивных и непродуктивных пластах. Такие данные были получены Л. Н. Давыдовой (ВНИИГеофизика) при сейсмокаротажных исследованиях на Мангышлаке (табл. 4).

Таблица 4

Сравнение результатов измерения скоростей внутри и вне контура залежи

Район исследования	Породы	Интервальная скорость с указанием 95 %-ного доверительного интервала, км/с		Разность интервальных скоростей внутри и вне контура залежи, %
		в контуре залежи	за контуром залежи	
Узень	Мезозойские глины Газонасыщенные мезозойские песчаники	$2,46 \pm 0,160$ $2,26 \pm 0,1$	$2,42 \pm 0,07$ $2,51 \pm 0,1$	+1,5 -10
Жетыбай	Непродуктивные меловые терригенные породы Продуктивные терригенные породы	$2,90 \pm 0,2$ $3,43 \pm 0,08$	$2,80 \pm 0,3$ $3,80 \pm 0,4$	+3,5 -10

Отсюда видно, что причиной различия скоростей является именно нефтегазонасыщение пород. Таким образом, приведенные выше теоретические оценки изменения скорости при нефтегазона-

существии находят по меньшей мере качественное подтверждение при полевых исследованиях.

Довольно многочисленны лабораторные данные о влиянии нефтегазонасыщения на скорость. Методика исследований предусматривает насыщение одинаковых или даже одних и тех же образцов различными флюидами и сравнение значений скорости, определяемых на ультразвуковых (а не сейсмических) частотах. При таком подходе не удается учесть различие эпигенетических процессов в зависимости от природы флюида и нет полной уверенности в количественном соответствии результатов на ультразвуковых и сейсмических частотах. Измерениями на образцах показано, что различие скоростей при атмосферном давлении в нефте- и водонасыщенных песчаниках составляет от 2 % при пористости 10 % до 5—6 % при пористости 40 % [22]. Более существенное различие скоростей отмечено при сравнении результатов измерений на газо- и водонасыщенных образцах. При атмосферном давлении уменьшение скорости вследствие газонасыщения в песчаниках с пористостью около 15 % достигает 12—20 %. С увеличением эффективного давления различие снижается, но на некоторых образцах остается заметным (до 10 %) даже при давлениях 150 МПа, соответствующих глубинам 12—15 км [9]. В породах с малой (<15 %) пористостью влияние нефтегазонасыщения на скорость продольных волн оказалось выше, чем следует из теоретических оценок, особенно при невысоких давлениях, соответствующих глубинам до 2—3 км [103]. Установлено также, что скорость v_s при нефтегазонасыщении высокопористых пород увеличивается [104], как это и предсказывает теория. В малопористых породах нефтегазонасыщение может приводить к небольшому понижению v_s [103]. Причины некоторого расхождения данных теории и лабораторных измерений для пород с низкой пористостью, по-видимому, связаны с физико-химическими явлениями (такими, как неполная смачиваемость, микротрешиноватость), не учитываемыми теорией.

Связь скорости, плотности и акустической жесткости

Сильная зависимость скорости от пористости в породах определенной литологии, наряду с наличием функциональной зависимости плотности породы от ее пористости

$$\rho = \rho_{\text{в}}(1 - k_p) + \rho_{\text{ж}}k_p,$$

обусловливает весьма тесную взаимосвязь скорости и пористости (рис. 11), а также скорости и акустической жесткости, т. е. произведения скорости на плотность. Значения акустической жесткости представляют для сейсморазведки особый интерес, так как изменение этой величины по разрезу определяет интенсивность отраженных волн в момент их образования.

Благодаря тому, что значения скорости и плотности почти всех литологических разновидностей осадочных отложений систематиче-

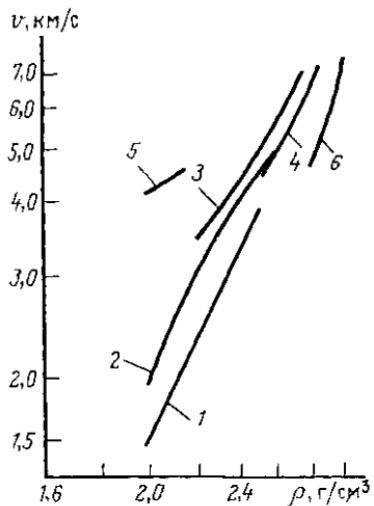


Рис. 11. Связь скорости распространения волн в породе и ее плотности [100].

1 — глина; 2 — песчаник; 3 — известняк;
4 — доломиты; 5 — соль; 6 — аигидрит

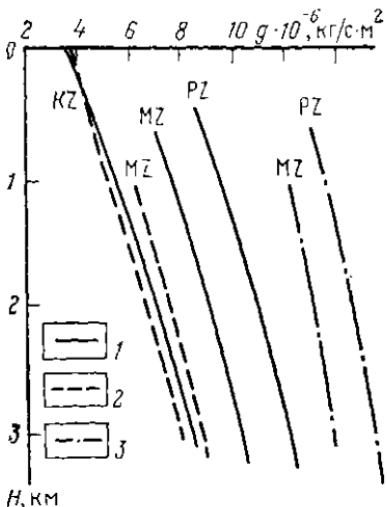


Рис. 12. Изменение средних значений акустических жесткостей пород с глубиной.

1 — песчаник; 2 — глина; 3 — карбонаты

ски возрастают с глубиной, акустическая жесткость также закономерно изменяется по разрезу (рис. 12).

Плотность углеводородов меньше плотности пластовой воды (см. табл. 1), поэтому нефтегазонасыщение породы, наряду с уменьшением скорости, приводит также и к уменьшению плотности, которое составляет

$$\Delta\rho = k_{\text{вн}}(1 - k_{\text{вн}})(\rho_{\text{в}} - \rho_{\Phi}), \quad (I.7)$$

где ρ_{Φ} — плотность нефти, газа или их смеси; $k_{\text{вн}}$ — коэффициент остаточной водонасыщенности пор.

Чем больше пористость, различие плотностей $\rho_{\text{в}}$ и ρ_{Φ} и полнее заполнены поры углеводородами, тем значительное изменение плотности. В газонасыщенных породах оно на небольших глубинах может достигать 25 %, убывая до 10 % и менее на глубинах 3—4 км. Влияние нефтенасыщения на плотность слабее (до 5—10 %), но в связи с уменьшением плотности нефти на глубине изменение $\Delta\rho$ не столь значительно, как при газонасыщении.

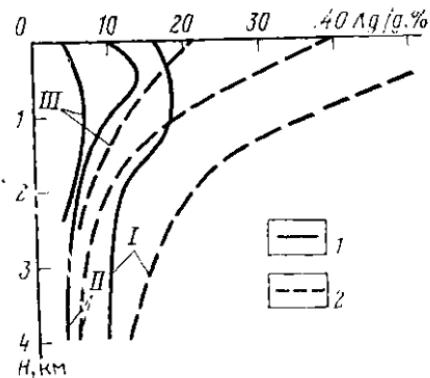


Рис. 13. Уменьшение акустической жидкости пород при их насыщении нефтью (1) или газом (2).

I — кайнозойские песчаники; II — мезозойские песчаники; III — мезозойские карбонаты

По усредненным данным об изменении пористости с глубиной и значениям Δv рассчитаны относительные изменения акустической жесткости коллекторов (рис. 13). Изменения довольно велики (свыше 20 %) в случае газонасыщения песчаных пород, если только они залегают на небольших (до 1,5—2,0 км) глубинах. При больших глубинах и при насыщении песчаников нефтью, а также в карбонатных породах уменьшение акустической жесткости не столь значительно (5—15 %). Отметим, что расчеты выполнены при средних значениях пористости (см. рис. 6). На больших глубинах пористость продуктивных пород нередко больше средних значений, благодаря чему действительные изменения акустической жесткости могут заметно превышать усредненные значения, показанные на рис. 13.

Анизотропия скорости

Осадочные толщи представляют собой чередование заметно отличающихся по упругим свойствам довольно мощных пластов, каждый из которых образован совокупностью тонких (по сравнению с длиной волны) прослоев, также различающихся своими упругими характеристиками. Если пренебречь иесогласиями и непостоянством углов наклона границ, то слоисто-неоднородную среду в первом приближении можно рассматривать как среду с осевой (ее также называют гексагональной, трансверсальной, поперечно-изотропной) симметрией, при которой скорости изменяются только в одном направлении и остаются постоянными в плоскостях, перпендикулярных к этому направлению. При распространении колебаний зона, одновременно охваченная деформацией определенного вида (сжатием, растяжением или сдвигом), имеет толщину, равную половине преобладающей длины волны. Если размеры неоднородностей меньше этой величины, то деформации одного знака подвергаются одновременно две или более сред с различными свойствами. В связи с этим, если мощности отдельных неоднородностей малы по сравнению с длиной волны, то скорость распространения колебаний в какой-либо точке среды определяется не только свойствами вещества в этой точке, но и направлением распространения волны, и частотой колебаний.

В зависимости от частоты одна и та же среда может рассматриваться как толстослоистая или тонкослоистая. По отношению к используемым в сейсморазведке длиnam волн проявления толстой слоистости связаны с существованием комплексов мощностью в сотни метров, которые включают породы близкого состава. Тонкая слоистость, а значит, и анизотропия связаны с неоднородностью каждого такого комплекса, обусловленной изменениями состава и структуры, слагающих его пород. Помимо тонкой слоистости, причиной зависимости скорости от направления может быть регулярная неоднородность внутренней структуры литологически однотипного вещества, обусловленная закономерной ориентировкой анизотропных минеральных частиц. Характерным примером яв-

ляются глинистые породы, состоящие из пластинчатых частиц, располагающихся вдоль напластования.

Кроме регулярной, в осадочных толщах существует флюктуационная неоднородность, вызванная локальными вариациями состава, пористости и других особенностей вещества в пределах каждого слоя. Разброс скоростей внутри слоев вследствие флюктуационной неоднородности может быть довольно значительным, но при большой длине пробега сейсмических волн влияние флюктуационной неоднородности, по-видимому, осредняется и не оказывается на кинематических особенностях волн. Опыт сейсморазведки показывает, что при достигнутой к настоящему времени точности наблюдений наличие локальных флюктуационных неоднородностей заметно не проявляется на форме гидографов отраженных волн. Исключением являются неоднородности приповерхностной части разреза, но их рассмотрение в данном случае не представляет интереса.

Отметим, что влияние литологической неоднородности на изменение скорости от направления называют квазианизотропией, а такое же изменение, но обусловленное упорядоченностью внутренней структуры вещества,— анизотропией. При наличии осевой симметрии любую неоднородность можно рассматривать как изотропный прослой (в пределе бесконечно тонкую плоскость, называемую плоскостью изотропии), внутри которого вещество однородно. С учетом этого обстоятельства влияние на упругие свойства среды как неоднородности внутренней структуры породы, так и тонкой слоистости, обусловленной литологической изменчивостью, будем называть анизотропией скорости, независимо от конкретных особенностей породы, обусловивших зависимость скорости от направления.

Сведений об анизотропии скоростей продольных волн в реальных средах опубликовано немного. Сводка данных, выполненная в [63], показала, что в среднем отношение скорости продольных волн по горизонтали к скорости по вертикали составляет около 1,10. Причем не отмечается закономерной связи этой величины с литологией и глубиной залегания породы. Более подробно изучена анизотропия при лабораторных исследованиях на образцах пород. Установлено, что скорость в направлении напластования или преобладающей ориентировки пор и трещин, как правило, выше, чем вдоль оси симметрии, на 5—20 % и более. Полученные в лабораторных условиях результаты можно оценить с точки зрения возможной анизотропии скоростей сейсмических волн, но их нельзя непосредственно переносить на реальные условия. Толща пород в естественном залегании не является увеличенным подобием образца, сохраняющим присущие образцу регулярные особенности внутреннего строения, а значительная длина сейсмических волн обуславливает гораздо большее осреднение неоднородностей, чем при использовании ультразвуковых колебаний в лабораторных условиях. Все это определяет ведущую роль теоретического

анализа в познании особенностей распространения волн при наличии регулярной неоднородности пород.

Обычно изменение упругих свойств по разрезу (в направлении оси симметрии) носит незакономерный характер, в связи с чем целесообразно при описании свойств среды использовать статистический подход. Способ приближенного описания скоростной анизотропии по параметрам распределения упругих свойств вдоль оси симметрий среды изложен в работе [7]. В результирующие формулы для скоростей распространения продольных и поперечных волн входят:

а) средневзвешенные значения скоростей продольных и поперечных волн и плотности вдоль оси симметрии: \bar{v}_P , \bar{v}_S , $\bar{\rho}$, например, $\bar{\rho} = \sum h_i \rho_i / \sum h_i$;

б) коэффициенты вариаций, являющиеся мерой разброса скоростей и плотностей относительно средневзвешенного значения, например,

$$k_v = \sqrt{D_v / \bar{v}},$$

где k_v — коэффициент вариации скорости; D_v — дисперсия скорости в рассматриваемой толще;

в) коэффициенты корреляции между скоростью продольных и поперечных волн и между скоростью продольных волн и плотностью пород.

В общем случае формулы довольно громоздки, поэтому приведем их только для наиболее простого случая, когда отношение $v_S/v_P = \gamma$ и плотность постоянны по разрезу. Скорость продольных волн вдоль оси симметрии (перпендикулярно к плоскости изотропии)

$$v_{P\perp} = \bar{v}_P / \sqrt{1 + 3k_{vP}^2}, \quad (I.8)$$

где k_{vP} — коэффициент вариации скоростей продольных волн. В любом направлении вдоль плоскости изотропии

$$v_{P\parallel} = v_{P\perp} \sqrt{1 + 16\gamma^2(1 - \gamma^2) k_{vP}^2}. \quad (I.9)$$

По значениям скоростей вдоль оси симметрии и перпендикулярно к ней определяют зависимость скорости от направления — индикаторы скорости. Результаты расчетов индикаторов для некоторых частных случаев представлены на рис. 14. Из него видно, что во всех рассмотренных случаях при изменении угла (от 0 до $20-30^\circ$) между направлением распространения волны и осью симметрии скорости v_P практически не изменяются, далее в диапазоне углов до 80° скорость возрастает почти линейно и в направлении напластования (90°) достигает максимума. Как видно из рис. 14 и приведенных выше формул, определяющее влияние на анизотропию скоростей продольных волн оказывает коэффициент вариа-

ции скоростей. Кроме того, анизотропия скоростей существенно увеличивается при увеличении значения γ .

По данным акустического каротажа для осадочных пород с резкой дифференциацией петрографического состава разброс скоростей (коэффициент вариации) составляет 20—30 % относительно среднего значения. Как видно из рис. 14, при этом скорости волн в горизонтальном направлении должны быть на 10—15 % больше, чем в вертикальном. Эти цифры соответствуют данным обобщения полевых наблюдений [63], так что в резко дифференцированных породах наблюдаемая анизотропия действительно может быть в основном объяснена тонкой слоистостью. В однородных по составу породах (например, песчано-глинистых), где разброс скоростей в тонких пропластках невелик ($k_v \leq 0,10$), значительная анизотропия скоростей может возникать за счет закономерного расположения минеральных частиц, а также анизотропных свойств кристаллического вещества этих частиц.

На рис. 14 приведены графики для случая, когда между скоростями продольных и поперечных волн в отдельных неоднородностях существует тесная взаимосвязь. При иных соотношениях этих скоростей, нехарактерных для реальных условий, возможно более сложное поведение индикаторов скоростей. Так, если коэффициент вариации скоростей v_p существенно превышает коэффициент вариации скоростей v_s , при углах 30—40° скорости продольных волн имеют минимальные значения, которые могут быть на несколько процентов ниже скорости вдоль оси симметрии среды [63].

Отметим, что в анизотропной среде между направлением смещения и направлением распространения волны существует некоторый угол, в связи с чем чисто продольные (как и чисто поперечные) волны не существуют. Однако при обычной степени неоднородности среды этот угол по абсолютной величине невелик, поэтому волны практически не отличаются от продольных.

Рассмотренные особенности поведения скоростей справедливы для низкочастотных волн, длина которых на порядок больше мощности неоднородностей. Из формулы (I.8) следует, что скорость

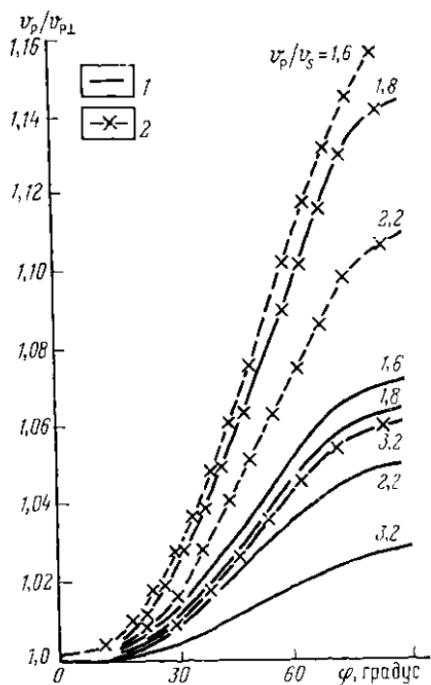


Рис. 14. Изменение скорости продольной (квазипродольной) волны в зависимости от угла между осью симметрии среды и направлением распространения фронта.

1 — $k_v=0,2$; 2 — $k_v=0,3$

таких волн вдоль оси симметрии отличается от средней скорости, вычисленной по правилам геометрической сейсмики, т. е. средней скорости волн, длина которых существенно меньше мощности неоднородностей. Найдя различие скоростей $v_{\text{ср}}$ и v_{\perp} в зависимости от k_v , получим оценку общего увеличения скорости при переходе от низких частот к высоким для волн, распространяющихся перпендикулярно к неоднородностям. Кроме того, при промежуточных значениях частоты будут наблюдаться локальные максимумы и минимумы скорости. Все эти изменения тем значительнее, чем больше коэффициент вариации скоростей, и могут достигать нескольких процентов.

2. ПОГЛОЩЕНИЕ И РАССЕЯНИЕ

При распространении объемных (продольных и поперечных) волн через осадочные отложения их энергия уменьшается за счет поглощения, обусловленного необратимым превращением упругой энергии в тепловую, и за счет рассеяния, вызванного главным образом отражением колебаний от границ напластований и приводящего к частичному перераспределению направлений распространения потоков энергии. Суммарные потери энергии пропорциональны произведению величин, отвечающих каждому источнику потерь в отдельности.

Поглощение

Экспериментальные данные о поглощении энергии сейсмических колебаний за счет неидеальной упругости горных пород хорошо объясняются исходя из предположения, что в однородной по составу и свойствам среде амплитуда синусоидальных колебаний убывает с расстоянием по экспоненциальному закону:

$$A(l) = A_0 e^{-\alpha_n l}, \quad (I.10)$$

где α_n — коэффициент поглощения в м^{-1} ; l — пройденное волной расстояние в м.

На расстоянии, равном длине волны λ , уменьшение амплитуды колебаний будет равно

$$e^{-\alpha_n \lambda} = e^{\vartheta}.$$

Безразмерная величина $\vartheta = \alpha_n \lambda = \alpha_n v / f$ называется декрементом поглощения (f — частота).

Лабораторные исследования показали, что поглощение в сплошном минеральном веществе пренебрежимо мало по сравнению с поглощением в породах, состоящих из минеральных зерен того же состава. Таким образом, основными источниками неупругих потерь являются зернистое строение твердой фазы, и наличие в скелете пор и трещин, заполняемых флюидами. Конкретные физические процессы, приводящие к потерям энергии на сейсмических частотах,

изучены совершенно недостаточно. По-видимому, поглощение энергии колебаний обусловлено совокупностью причин: трением между частицами скелета породы и между скелетом и флюидами, заполняющими поры; неидеальной упругостью на контактах частиц скелета, неоднородностью деформаций контактирующих зерен, различающихся между собой упругими свойствами и т. п. Относительное значение каждого механизма поглощения определяется составом и структурой породы, термодинамическими условиями ее залегания и частотой колебаний. Например, потери, обусловленные перемещением жидкости в порах, резко возрастают при переходе к ультразвуковым частотам [33, 57]. Увеличение давления приводит к уменьшению поглощения, а возрастание температуры — к его увеличению.

Данные, полученные экспериментальным путем, отображают совместное влияние всех возможных причин поглощения в конкретных условиях наблюдений.

Согласно обобщению результатов полевых и лабораторных измерений ряда авторов коэффициент поглощения α_n продольных волн связан с частотой зависимостью (рис. 15). близкой к линейной:

$$\alpha_n \approx \delta f, \quad (1.11)$$

где δ — коэффициент пропорциональности.

При линейной зависимости α_n от частоты декремент ϑ практически не изменяется с частотой и поэтому является удобным параметром для характеристики свойств пород независимо от частоты измерений. Для оценки быстроты затухания колебаний чаще используют значения коэффициентов δ или α_n . При рассмотрении рис. 15 обращает на себя внимание, что на низких частотах осредняющая прямая может быть проведена под углом, большим 45° . Это соответствует зависимости коэффициента поглощения от частоты вида

$$\alpha_n = \delta f^\eta,$$

где $\eta > 1$.

Однако в подавляющем большинстве работ, данные которых приведены на рис. 15, на низких частотах отмечалась зависимость, близкая к линейной, так что нелинейная зависимость, вероятно, является кажущейся и объясняется уменьшением абсолютных значений коэффициента поглощения (а не изменением характера его частотной зависимости) для пород, изучавшихся на низких частотах. Действительно, это в основном породы, залегающие на больших глубинах под значительным давлением и потому характеризующиеся более слабым поглощением, чем их аналоги, изучавшиеся при небольших давлениях.

Влияние литологии и пористости. Максимальные значения коэффициентов и декрементов поглощения свойственны рыхлым, несцепментированным породам. В зоне малых скоростей (ЗМС) декременты продольных колебаний составляют от 0,1 до 0,7, а иногда и выше.

В консолидированных породах затухание резко уменьшается и декременты обычно не превышают 0,1 (рис. 16). Точность определения параметров поглощения при малых декрементах невелика, в связи с чем надежно установленными можно считать лишь некоторые общие закономерности.

Измерениями на ультразвуковых частотах показано [22, 67], что в сцементированных породах коэффициенты поглощения линейно уменьшаются по мере уменьшения пористости. По данным ряда работ [40, 81, 106], декременты и коэффициенты поглощения продольных волн для песчаников существенно больше, чем в глинах, залегающих на тех же глубинах. Нужно отметить, что на ультра-

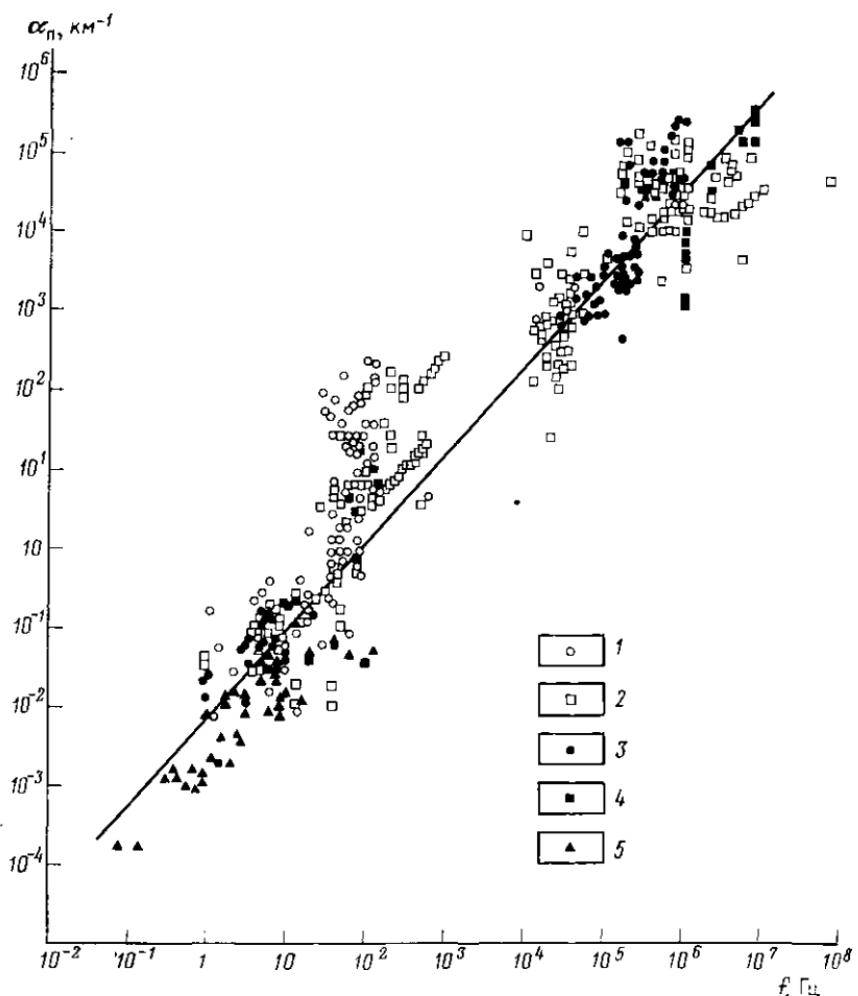


Рис. 15. Зависимость коэффициента поглощения продольных волн от частоты колебаний.

1 — рыхлые осадочные породы; 2 — плотные осадочные породы; 3 — изверженные породы; 4 — метаморфические породы; 5 — земная кора (средние значения)

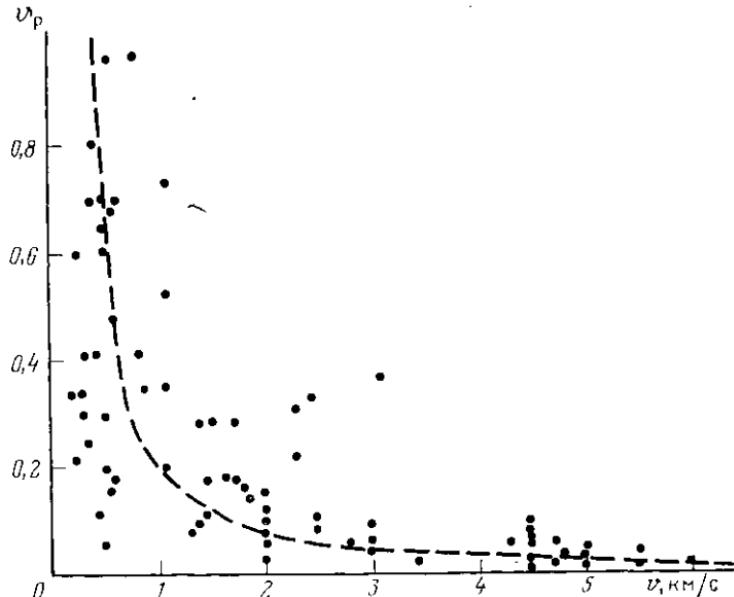


Рис. 16. Соотношение между декрементом поглощения и скоростью продольных волн по данным обобщения материалов скважинных измерений

звуковых частотах соотношение обратное — поглощение в песчаниках много меньше, чем в глинах [42].

В карбонатных породах декременты поглощения продольных волн того же порядка, что и в глинах (данные Т. Г. Кондратьевой). Коэффициенты поглощения (для одинаковых частот) в карбонатных породах примерно вдвое меньше, чем в глинах.. При лабораторных измерениях на ультразвуковых частотах получен аналогичный результат — глинизация известняков ведет к значительному увеличению коэффициента поглощения продольных волн. Коэффициенты и декременты поглощения поперечных колебаний в высокопористых терригенных породах больше, чем продольных колебаний. В пористых карбонатных породах значения декрементов примерно одинаковые, а коэффициенты поглощения поперечных волн больше коэффициентов поглощения продольных. При очень низкой пористости коэффициенты поглощения поперечных колебаний оказываются меньше или примерно равны коэффициентам поглощения продольных [40].

Влияние нефтегазонасыщения. Представления о физике влияния нефтегазонасыщения на уменьшение энергии колебаний имеют гипотетический характер. В работе [57] приведены расчеты потери энергии за счет трения флюидов о стенки пор и за счет теплообмена между твердой фазой и заполнителем. Показано, что нефтегазонасыщение приводит к незначительному увеличению поглощения продольных волн. На сейсмических частотах абсолютные

значения изменения коэффициентов поглощения за счет указанных механизмов потерь энергии на один-два порядка меньше типичных для горных пород значений этого коэффициента. Это свидетельствует о том, что изменение взаимодействия твердой фазы и флюида при нефте- и газонасыщении не может приводить к существенному изменению затухания волн.

Более существенное влияние на ослабление колебаний может, по-видимому, оказывать двухфазность флюида. В работе [84] рассмотрены потери энергии, связанные с перемещением контактной поверхности между флюидами при прохождении волны через породу, поры которой насыщены смесью жидкости и газа. При малых, по сравнению с длиной волны, размерах газовых включений (порядка нескольких сантиметров) этот механизм потерь может приводить к высоким коэффициентам поглощения. Таким образом, при распространении колебаний через неоднородные по своему внутреннему строению залежи углеводородов, представляющие смесь газовых и жидкостных включений, должно происходить существенное ослабление волн. Аналогичный эффект может быть обусловлен ореолами рассеяния — непромышленными концентрациями пузырьков газа, по-видимому, возникающими вокруг некоторых месторождений за счет миграции углеводородов во вмещающую среду. Вместе с тем в случаях, когда газовые и газонефтяные залежи представляют собой массивные тела с однородным составом насыщающего флюида, рассматриваемый механизм поглощения не должен приводить к существенным потерям энергии.

При сейсмокаротаже и вертикальном профилировании повышенное затухание энергии в зонах расположения залежей отмечено довольно уверенно (табл. 5).

Таблица 5

Поглощение продольных волн в нефтяных и газовых залежах [25, 36, 66]

Месторождение	Вид углеводородов	Возраст пород	Глубина, м	Литология	Коэффициент поглощения $a_p \cdot 10^3$	Увеличение a_p по сравнению с контурной частью месторождения, %
Анастасиевско-Троицкое	Газ, нефть	KZ	1500	Песчаник, глина	1	100
Газли	Газ	MZ	800	То же	2	70
Денгизкуль		MZ	2500	Известняк	2—4	500—1000
Елшанское	"	PZ	1000	Песчаник, известняк	12	100
Жетыбай	Газ, нефть	MZ	2000	Песчаник, глина	3	60
Калмас	Газ	KZ	1800	То же	20	1000
Северо-Ставропольское	"	KZ	600	Песчаник	3	70
Узень	Газ, нефть	MZ	1400	"	5	100
Уртабулак	Газ	MZ	3000	Известняк	2—4	500—1000
Ярега	Нефть	PZ	300	Песчаник	10	40

Оценки $\alpha_{\text{пп}}$ получены для частот 30—50 Гц, при всех наблюдениях потери, связанные с поглощением и рассеянием, не разделялись. Все же наблюдаемый эффект влияния залежей на затухание энергии связан скорее всего с поглощением, так как число и акустическая контрастность рассеивающих неоднородностей, хотя и возрастают в области залежей, но не столь существенно, чтобы количественно объяснить полученные результаты. Включенные в табл. 5 данные различных исследователей существенно различны, что свидетельствует, по-видимому, о несовершенстве методики измерений и интерпретации, хотя может также объясняться неустойчивостью поглощения в различных геологических условиях. Представления о степени изменения поглощающих средств пород под влиянием нефтегазонасыщения нельзя считать окончательными.

Данные лабораторных измерений на ультразвуковых частотах показали существенное возрастание поглощения в образцах терригенных пород при замене воды в порах на газ. Аналогичные результаты получены при акустическом каротаже [42, 67] — газонасыщенные песчаники обычно уверенно выделяются по повышенному поглощению продольных и поперечных колебаний.

По данным ультразвуковых лабораторных измерений [22] и акустического каротажа [42] нефтенасыщение практически не влияет на поглощение сцепментированных пород. Если же порода является рыхлой (песок), то поглощение оказывается больше при насыщении ее нефтью, чем при насыщении водой [67]. Подчеркнем, что эти данные получены на ультразвуковых частотах и могут не быть справедливы для частот, используемых в сейсморазведке.

Взаимосвязь скорости и поглощения. Между скоростями продольных волн в водонасыщенных породах и декрементами поглощения отмечается корреляционная связь. Обе эти характеристики зависят от особенностей структуры и состава породы: при улучшении контактов между зернами и уменьшении пористости скорости растут, а декременты убывают. Поэтому статистическая связь носит характер обратной пропорциональности (см. рис. 16).

Рассеяние

Неоднородности осадочной толщи оказывают двоякое воздействие на амплитуду распространяющихся колебаний. С одной стороны, их интенсивность постепенно убывает при последовательном отражении части энергии от границ пластов и дифракции на локальных неоднородностях. Вместе с тем эти потери в значительной мере восполняются за счет многократно-отраженных волн (волн спутников) (рис. 17) и дифрагированных волн, распространяющихся в том же направлении, что и породившая их волна с малым по отношению к ней запаздыванием во времени.

Влияние локальных неоднородностей осадочных толщ на затухание сейсмических волн остается пока неизученным. Ограничимся поэтому краткими теоретическими сведениями [64]. Влияние неод-

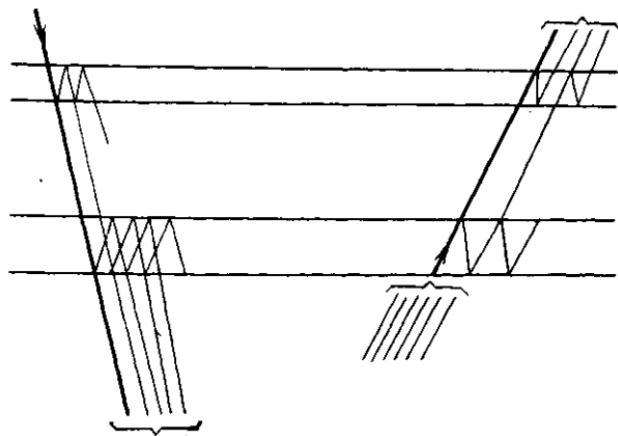


Рис. 17. Лучевая схема образования волн-спутников

нородностей среды на свойства волны определяется безразмерным параметром

$$D = 2l\lambda/\pi a^2,$$

где l — длина пути волны; a — характерный размер неоднородностей.

Если $D \ll 1$, то справедливы лучевые представления. Если же условие $D \ll 1$ не выполняется, то наличие неоднородностей в среде проявится в виде случайных флуктуаций амплитуд волн и в уменьшении их энергии, связанных с возбуждением многократно-рассеянных волн, образующих шлейф постепенно угасающих колебаний. Интенсивность всех этих процессов возрастает с частотой. Флуктуационная неоднородность пластов реальных сред, по-видимому, характеризуется широким спектром значений a , включая и малые значения. Это должно приводить к некоторой «мутности» осадочных сред, значение которой еще предстоит выяснить.

Границы геологических напластований характеризуются большими значениями a , поэтому условие $D \ll 1$ соблюдается и для оценки влияния регулярной неоднородности на рассеяние энергии воли необходимо использовать лучевые представления.

Предположим, что имеется горизонтально-слоистая среда и необходимо оценить ее влияние на интенсивность волны с плоским фронтом, отраженной от подошвы толщи и распространяющейся по нормали к границам. Рассмотрим вначале влияние одиночной границы в покрывающей среде на изменение интенсивности волны. Амплитуда колебаний после двукратного (вниз и вверх) прохождения через границу составит $A = A_0(1 - K^2)$, где K — коэффициент отражения, A_0 — амплитуда отраженной волны в отсутствие границы в покрывающей среде. Отсюда следует, что при типичных (до 0,2—0,3) коэффициентах отражения наличие в покрывающей среде одной промежуточной границы почти не скажется на интенсивно-

сти отражений. При большом количестве промежуточных границ положение изменится. В результате двукратного прохождения через N границ амплитуда отраженной волны

$$A = A_0 \prod_i^N (1 - K_i^2).$$

Используя соотношения $K_i = \bar{K} + \Delta K_i$, где \bar{K} — среднее значение коэффициента отражения

$$\Delta K_i = K_i - \bar{K}; \quad 1 - K_i^2 = e^{\ln(1 - K_i^2)}, \quad \ln(1 + K^2) \approx K^2,$$

получим

$$\prod_1^N (1 - K_i^2) = e^{\sum_1^N \ln(1 - K_i^2)} \approx e^{-\sum_1^N K_i^2} = e^{-N\bar{K}^2 - 2\bar{K} \sum_1^N \Delta K + \sum_1^N (\Delta K)^2}.$$

Второе слагаемое в показателе экспоненты равно нулю, так как содержит сумму отклонений величины K от их среднего значения. Выразим третье слагаемое через σ_K^2 — дисперсию K

$$\sum (\Delta K)^2 = \sigma_K^2 (N - 1).$$

Считая, что для больших N можно принять $(N - 1)/N = 1$, получим

$$A \approx A_0 e^{-N(\bar{K}^2 + \sigma_K^2)}$$

или с учетом того, что число границ N в среднем пропорционально длине l пройденного волной пути,

$$A = A_0 e^{-\alpha_n l}, \quad (I.12)$$

где

$$\alpha_n = (\bar{K}^2 + \sigma_K^2) p. \quad (I.13)$$

Здесь p — плотность границ (среднее их число на единицу пути). Величину α_n можно считать коэффициентом затухания, обусловленного неоднородностью (слоистостью) среды. Ее часто называют коэффициентом рассеяния. Как показали специальные исследования [28], величины \bar{K} в разрезах различного строения близки к нулю. Средние квадратические отклонения σ_K , примерно равные средним абсолютным значениям K , составляют в литологически однородных разрезах сотые доли, а в резко дифференцированных разрезах достигают 0,10.

При средней мощности отдельных тонких слоев в несколько метров величина p в формуле (I.13) будет близка к единице. Тогда значения α для разрезов со слабой скоростной дифференциацией составят около 10^{-4} м^{-1} , а в резко дифференцированных разрезах — около 10^{-2} м^{-1} , т. е. значения того же порядка или больше, что и коэффициенты поглощения на сейсмических частотах.

Учтем теперь влияние частично-кратных отраженных волн. Модели пластов реальных сред обычно представляются совокупностью тонких слоев с постоянными скоростями, случайным

образом распределенными относительно среднего для толщи значения скорости, благодаря чему знаки коэффициентов отражения на соседних границах чередуются. Тогда в направлении проходящей волны распространяются частично-кратные колебания той же полярности, что и проходящая волна. Фазы импульсов частично-кратных волн, запаздывающих на время до половины преобладающего периода колебаний, суммируются с фазами импульсов проходящей волны и тем самым способствуют возрастанию его интенсивности. Затухание каждой частично-кратной волны с расстоянием подчиняется такой же экспоненциальной зависимости (I.12), что и для однократных волн. Относительный вклад частично-кратных волн в общую интенсивность суммарного проходящего импульса возрастает с увеличением расстояния, пройденного в тонкослоистой среде. Так, после прохождения через один слой, на границах которого коэффициенты отражения равны $\pm 0,05$, интенсивность волны-спутника, образовавшейся за счет отражения от обеих границ слоя, составит всего 0,25 % от интенсивности проходящей волны. Однако после прохождения 230 таких слоев суммарная интенсивность всех такого рода частично-кратных волн превысит интенсивность проходящей волны. Быстрое увеличение энергии совокупности частично-кратных волн приводит к тому, что коэффициент затухания результирующего колебания оказывается существенно меньше, чем это следует из формулы (I.13) для однократной волны. Для сред с резкой дифференциацией при учете частично-кратных волн α_n уменьшается в несколько раз, при слабой дифференциации уменьшение α_n измеряется десятками процентов [44, 82].

Суммирование однократной и частично-кратных волн не только уменьшает коэффициент затухания, но и делает его частотно-зависимым. При увеличении частоты число синфазно суммируемых волн и относительное значение энергии, добавляемое к энергии однократной волны частично-кратными волнами, уменьшаются. Вследствие этого коэффициент затухания суммарного колебания возрастает пропорционально частоте [44, 116, 123]. Таким образом, амплитудная спектральная характеристика тонкослоистой среды может быть записана в виде

$$\Phi(f) = e^{-\alpha_n f}. \quad (I.14)$$

Причем

$$\alpha_n = \delta_n f. \quad (I.15)$$

Сравнение выражений (I.14) и (I.15) с аналогичными зависимостями (I.10) и (I.11) для однородных поглощающих сред показывает их полную идентичность. Потери энергии в тонкослоистой среде удобно характеризовать значениями декрементов, которые вследствие линейности (I.15) одинаковы на всех частотах сейсмического диапазона. Расчеты на моделях реальных сред [82] дают значения декрементов от нескольких тысячных в слабодифференцированных по скорости песчано-глинистых толщах до нескольких сотых в резко дифференцированных карбонатных отложениях.

ВЛИЯНИЕ СТРОЕНИЯ И СВОЙСТВ СРЕДЫ НА КИНЕМАТИЧЕСКИЕ И ДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Между петрофизическими особенностями разреза и особенностями кинематики и динамики волн существуют причинные связи, знание которых позволяет обосновать способы определения свойств пород по данным наблюдений и оценить требования к точности измерений и обработки. Связи между параметрами среды и особенностями волнового поля исследуются путем решения прямых задач, когда считается заданным строение среды, положение источников и приемников волн, и требуется количественно охарактеризовать свойства волн. Результаты решения прямых задач используют в дальнейшем при решении обратных задач для исследования возможности определения некоторых из величин, считающихся заданными в соответствующей прямой задаче. В реальных условиях породы претерпевают весьма сложные и многообразные изменения в пространстве. Естественно, что решения прямых задач получают применительно не к реальным объектам, а к теоретическим моделям, которые отображают строение геологических разрезов в упрощенном, схематизированном виде, но с сохранением основных закономерностей и свойств, которые подлежат изучению при решении обратных задач. Степень сложности модели среды зависит от тех свойств реальных сред, которые представляют интерес или подлежат определению. Так, при изучении пластовых скоростей среду, как показывает опыт сейсморазведки, правомерно считать идеально-упругой, если только не изучаются тонкие эффекты, такие как изменение скоростей с частотой. При исследовании динамических характеристик колебаний идеально упругая модель оказывается недостаточной, так как она не позволяет количественно объяснить некоторые основные факты, например, изменения частотного состава и формы импульсов с расстоянием.

В дальнейшем, при анализе кинематических и динамических характеристик отраженных сейсмических волн используются следующие основные предположения:

- а) изучаемая среда представляет собой слоистое полупространство с горизонтальной верхней границей;
- б) границы в среде являются гладкими поверхностями, при пересечении которых свойства вещества скачкообразно изменяются;
- в) внутри каждого пласта отсутствуют горизонтальные градиенты скорости и поглощения;
- г) колебания возбуждаются расположенным у поверхности точечным источником, равномерно излучающим во всех направлениях;
- д) путь волны от источника к приемнику соответствует минимальному времени, т. е. распространение колебаний происходит вдоль лучей;

е) интенсивность колебаний определяется плотностью потоков энергии, перемещающихся внутри лучевых трубок, поверхность каждой из которых образована лучами, бесконечно близкими к лучу, являющемуся осью трубы;

ж) если характеристики волны не оговорены, подразумевается, что она является продольной волной, ее фронт непрерывен, а годографы не имеют петель.

При рассмотрении конкретных задач будут вводиться дополнительные предположения о форме границ и свойствах пластов пород.

Используется прямоугольная система координат с началом в источнике. Ось z направлена по вертикали, ось x — по горизонтали от источника к приемнику.

3. КИНЕМАТИКА ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Кинематика отраженных волн в среде характеризуется конфигурацией лучей и фронтов, а на поверхности — особенностями годографов. Свойства годографа достаточно полно описываются временем прихода волны и его первыми двумя производными. Значение времени и первой производной годографа определяются геометрией луча, которая не зависит от кривизны фронта волны и кривизны границ на пути луча, в то время как значения второй производной годографа зависят от этих величин.

Кривизна фронта волны

В слоисто-однородной среде лучи состоят из прямолинейных отрезков. Через любой отрезок луча можно провести пучок плоскостей различных направлений. Если ограничиться бесконечно малым элементом плоского сечения фронта в окрестности луча, то его можно аппроксимировать элементом дуги окружности. Радиус такой дуги называют радиусом кривизны поверхности. Радиусы кривизны поверхности фронта в сечениях различными плоскостями, проходящими через один и тот же луч, связаны формулой Эйлера

$$\frac{1}{R(\gamma)} = \frac{\cos^2 \gamma}{R_{\parallel}} + \frac{\sin^2 \gamma}{R_{\perp}}, \quad (\text{II.1})$$

где R_{\parallel} и R_{\perp} — главные (наименьший и наибольший) радиусы кривизны фронта (соответствующие этим сечениям плоскости будем называть главными лучевыми плоскостями); γ — двухгранный угол между поверхностью, содержащей R_{\parallel} , и поверхностью, содержащей R_{\perp} .

На поверхности пучок пересекающих луч плоскостей оставляет след в виде веера прямолинейных профилей. Если обозначить через χ азимут профиля относительно направления, лежащего в главной лучевой плоскости, содержащей R_{\parallel} , то

$$\sin^2 \gamma = \frac{\sin^2 \chi}{1 - \sin^2 \psi \cos^2 \chi}, \quad (\text{II.2})$$

где ψ — угол луча с вертикалью в точке выхода на поверхность.

Выразим радиус кривизны фронта волны через параметры годографа на прямолинейном профиле и параметры, характеризующие строение среды вдоль луча. Тем самым определится соотношение между строением неоднородной среды, формой фронта и формой годографа.

Рассмотрим лучи, приходящие в две бесконечно близкие точки расположенного на поверхности продольного профиля x и $x+dx$, где x — расстояние от источника. Продолжив лучи до пересечения, найдем положение центра кривизны элемента фронта, заключенного между лучами. Из рис. 18 имеем

$$R = AC, \quad BC = R d\psi_x = dx \cos \psi_x,$$

где ψ_x — кажущийся угол выхода луча в лучевой плоскости, проходящей через профиль. Из последнего равенства получим

$$R = \cos \psi_x \frac{dx}{d\psi_x}. \quad (\text{II.3})$$

Угол ψ_x и кажущаяся скорость по годографу dx/dt связаны соотношением

$$\sin \psi_x = v_1 (dx/dt)^{-1}. \quad (\text{II.4})$$

Здесь v_1 — скорость распространения волн у поверхности.

Из (II.4) следует

$$dx/d\psi_x = \cos \psi_x / v_1 \frac{d^2 t}{dx^2}. \quad (\text{II.5})$$

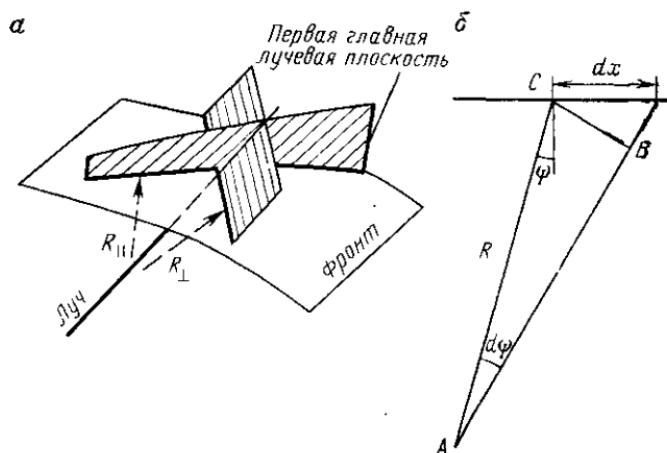


Рис. 18. Взаимное положение главных лучевых плоскостей и фронта волны (а) и взаимосвязь радиуса кривизны фронта и параметров годографа (б)

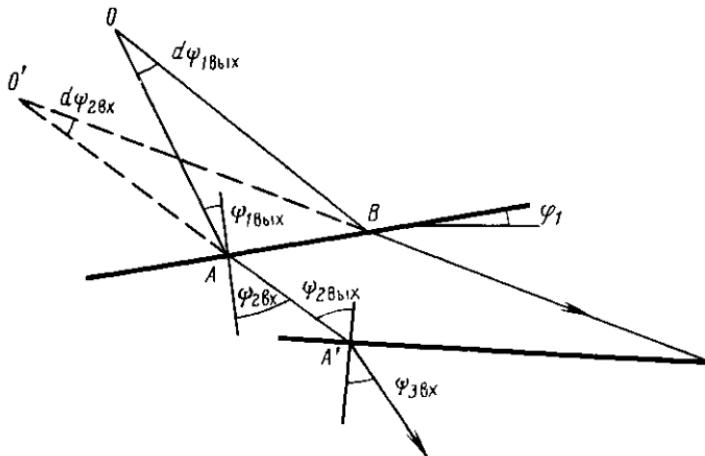


Рис. 19. К расчету изменения радиуса кривизны при преломлении лучей

Подставив (II.5) в (II.3), получим соотношение, позволяющее определить радиус кривизны фронта по дифференциальным параметрам годографа:

$$R = \frac{1 - v_1^2 \left(\frac{dt}{dx} \right)^2}{v_1 \frac{d^2 t}{dx^2}}. \quad (\text{II.6})$$

Выразим теперь радиус кривизны через параметры среды вдоль луча [12]. Чтобы избежать громоздких выкладок, ограничимся двухмерным случаем для среды, состоящей из толстых однородных и изотропных слоев с плоскими границами. Слои будем нумеровать по ходу луча, снабжая все величины индексами, соответствующими номеру слоя, а углы луча с нормалью к границе при входе и выходе из слоя — дополнительными буквенными индексами (рис. 19).

Радиус кривизны фронта в некоторой точке A падения луча из источника O на кровлю первой границы равен длине отрезка OA :

$$R_{1\text{вых}} = v_1 \Delta t_1, \quad (\text{II.7})$$

где Δt_1 — время пробега волны через слой.

Чтобы определить радиус кривизны после преломления лучей на границе, рассмотрим помимо луча OA бесконечно близкий к нему луч OB .

Пусть $d\phi_{1\text{вых}}$ — угол между этими лучами в источнике, а $\phi_{1\text{вых}}$ — угол между нормалью к подошве первого слоя и лучом OA . Длина отрезка

$$AB = \frac{R_{1\text{вых}} d\phi_{1\text{вых}}}{\cos \phi_{1\text{вых}}}.$$

С учетом того, что $\psi_{1\text{вх}} = \psi_{1\text{вых}} + \Phi_1$, имеем $d\psi_{1\text{вх}} = d\psi_{1\text{вых}}$. Поэтому

$$AB = \frac{R_{1\text{вых}} d\psi_{1\text{вых}}}{\cos \psi_{1\text{вых}}}.$$

Аналогично величина AB может быть выражена через радиус кривизны фронта $R_{2\text{вх}}$ и углы $\psi_{2\text{вх}}$ и $\psi_{2\text{вх}} + d\psi_{2\text{вх}}$ тех же лучей с нормалью после преломления:

$$AB = \frac{R_{2\text{вх}} d\psi_{2\text{вх}}}{\cos \psi_{2\text{вх}}}.$$

Приравнивая оба выражения для AB , получим

$$R_{2\text{вх}} = R_{1\text{вых}} \frac{\cos \psi_{2\text{вх}}}{\cos \psi_{1\text{вых}}} \frac{d\psi_{1\text{вых}}}{d\psi_{2\text{вх}}}. \quad (\text{II.8})$$

Из закона преломления

$$\frac{\sin \psi_{1\text{вых}}}{\sin \psi_{2\text{вх}}} = \frac{v_1}{v_2}$$

следует

$$\frac{d\psi_{1\text{вых}}}{d\psi_{2\text{вх}}} = \frac{v_1}{v_2} \frac{\cos \psi_{2\text{вх}}}{\cos \psi_{1\text{вых}}}.$$

После подстановки в (II.8) найдем

$$R_{i+1} = R_i \frac{v_i}{v_{i+1}} \frac{\cos^2 \psi_{i+1}}{\cos^2 \psi_i}. \quad (\text{II.9})$$

Формула (II.9) справедлива для любой из границ, поэтому для общности индексы 1 и 2 в ней заменены на i и $i+1$.

Учитывая соотношение (II.7) и возвращаясь к прежним индексам, получаем

$$R_{2\text{вх}} = \frac{v_1^2 \Delta t_1}{v_2} \frac{\cos^2 \psi_{2\text{вх}}}{\cos^2 \psi_{1\text{вых}}}. \quad (\text{II.10})$$

В процессе распространения волн через второй слой радиус фронта увеличивается на величину $v_2 \Delta t_2$ и при падении на подошву составит

$$R_{2\text{вых}} = \frac{v_1^2 \Delta t_1}{v_2} \frac{\cos^2 \psi_{2\text{вх}}}{\cos^2 \psi_{1\text{вых}}} + v_2 \Delta t_2.$$

Воспользовавшись (II.9), найдем радиус фронта после преломления на границе второго и третьего слоя

$$\begin{aligned} R_{3\text{вх}} &= \left(\frac{v_1^2 \Delta t_1}{v_2} \frac{\cos^2 \psi_{2\text{вх}}}{\cos^2 \psi_{1\text{вых}}} + v_2 \Delta t_2 \right) \frac{v_2}{v_3} \frac{\cos^2 \psi_{3\text{вх}}}{\cos^2 \psi_{2\text{вых}}} = \\ &= \frac{1}{v_3} \left(v_1^2 \Delta t_1 \frac{\cos^2 \psi_{2\text{вх}}}{\cos^2 \psi_{1\text{вых}}} \frac{\cos^2 \psi_{3\text{вх}}}{\cos^2 \psi_{2\text{вых}}} + v_2^2 \Delta t_2 \frac{\cos^2 \psi_{3\text{вх}}}{\cos^2 \psi_{2\text{вых}}} \right). \end{aligned}$$

Рассуждая аналогичным образом, получаем, что после прохождения через n слоев радиус кривизны

$$R = \frac{1}{v_n} \left[\sum_{i=1}^{n-1} v_i^2 \Delta t_i \prod_{j=1}^{n-1} \frac{\cos^2 \psi_{j+1 \text{вх}}}{\cos^2 \psi_{j \text{вых}}} \right] + v_n \Delta t_n. \quad (\text{II.11})$$

В случае отраженной волны вычисления по формуле (II.11) должны проводиться с учетом того, что двукратные пересечения слоя на пути луча вниз и вверх приводят к появлению в (II.11) двух слагаемых, отличающихся значениями ψ и Δt . Оба таких слагаемых совпадают для луча, падающего на отраженную границу по нормали и возвращающегося поэтому обратно в источник, а также для любых лучей при горизонтальном залегании границ. В этих случаях

$$R = \frac{2}{v_1} \sum_{i=1}^n v_i^2 \Delta t_i \prod_{j=2}^i \frac{\cos^2 \psi_{j-1 \text{вх}}}{\cos^2 \psi_{j \text{вых}}}, \quad (\text{II.12})$$

где n — число пластов покрывающей среды.

Приравняв правые части формул (II.11) или (II.12) и формулы (II.6), получим соотношение, позволяющее с учетом (II.4) определить вторую производную годографа по параметрам однородно-слоистой среды с плоскими границами. Аналогичные соотношения получены для более сложных, чем рассмотренная, моделей сред, состоящих из толстых слоев [48, 50, 125].

Например, для однородно-слоистой среды с неплоскими границами соотношение между радиусом кривизны фронта и параметрами пластов вдоль луча будет найдено, если вместо соотношения (II.9) использовать более общую формулу преобразования радиусов кривизны фронта при преломлении и отражении волны на криволинейной границе [12]:

$$R_{i+1} = R_i \left[\frac{v_{i+1}}{v_i} \frac{\cos^2 \psi_i}{\cos^2 \psi_{i+1}} + \frac{R_i}{r_i \cos^2 \psi_{i+1}} \times \right. \\ \left. \times \left(\frac{v_{i+1}}{v_i} \cos \psi_i \mp \cos \psi_{i+1} \right) \right]. \quad (\text{II.13})$$

Здесь r_i — радиус кривизны границы; знак плюс в правой части относится к отражению от криволинейной границы, знак минус к преломлению на ней.

Еще более сложный вид имеют выражения в случае градиентных и трехмерных сред.

Эффективные скорости в однородно-слоистых средах

Чтобы определить понятие эффективной скорости, рассмотрим годограф отраженной волны на произвольно ориентированном продольном профиле. Годограф в целом или какой-либо его отрезок

конечной длины может быть аппроксимирован (например, методом наименьших квадратов) любой линией, в частности гиперболой:

$$t = \frac{1}{v_{\text{эфф}}} \sqrt{4H^2 + x^2 + 4Hx \sin \varphi}. \quad (\text{II.14})$$

Значения $v_{\text{эфф}}$, H и φ аппроксимирующей гиперболы называют интегральными эффективными параметрами годографа [73]. При таком способе выбора эффективных параметров ни времена годографа (II.14), ни его производные не обязательно равны соответствующим величинам действительного годографа. С интегральными параметрами совпадают лишь значения действительного годографа, усредненные в интервале прослеживания волны. Для более точной характеристики годографа наряду с интегральными целесообразно ввести в рассмотрение [73] дифференциальные эффективные параметры, характеризующие особенности бесконечно малого отрезка годографа. Ему соответствует в среде элемент фронта волны, который аппроксимируется бесконечно малой дугой окружности с радиусом, равным радиусу кривизны фронта. Участку фронта, имеющему форму окружности, соответствует отрезок годографа гиперболической формы. Следовательно, бесконечно малый участок годографа всегда может быть аппроксимирован таким образом, что значения времени, первой и второй производных действительного годографа и аппроксимирующей гиперболы совпадут между собой. Величины $v_{\text{эфф.д}}$, $H_{\text{д}}$ и $\varphi_{\text{д}}$ для элемента гиперболы в этом случае будут представлять собой дифференциальные эффективные параметры.

Интегральные и дифференциальные эффективные параметры совпадают только для годографов гиперболической формы. В остальных случаях значения интегральных параметров зависят от длины аппроксимирующего годографа и являются усредненной функцией дифференциальных параметров, изменяющихся вдоль действительного годографа. Дифференциальные величины в отличие от интегральных будем обозначать индексом «д».

Дважды дифференцируя (II.14), получаем формулу для определения дифференциального значения

$$v_{\text{эфф.д}}^2 = \left[t \left(\frac{d^2 t}{dx^2} \right) + \left(\frac{dt}{dx} \right)^2 \right]^{-1}. \quad (\text{II.15})$$

В горизонтально-слоистой среде справедливо соотношение, получающееся дифференцированием (II.14), если положить $\varphi = 0$:

$$v_{\text{эфф.д}} = \sqrt{\frac{x}{t} \frac{dx}{dt}}. \quad (\text{II.16})$$

Поскольку в горизонтально-слоистой среде $dt/dx = 0$ при $x = 0$, то из (II.15) следует

$$v_e = \left[t_0 \left(\frac{d^2 t}{dx^2} \right) \right]^{-0.5}. \quad (\text{II.17})$$

Здесь через v_e обозначено значение $v_{\text{эфф.д}}$ при $x = 0$. Оно называется предельной эффективной скоростью.

Из (II.15) и (II.16) следует

$$v_{\text{эфф. д}} = \sqrt{\frac{v_1 R}{t + v_1 \left(\frac{dt}{dx}\right)^2 (R - v_1 t)}}. \quad (\text{II.18})$$

Так как радиус кривизны изменяется при изменении направления профиля, эффективная скорость зависит от азимута профиля χ по отношению к направлению распространения луча.

Заменив производную dt/dx в (II.18) на ее выражение через угол ψ_χ в (II.4) и воспользовавшись соотношениями (II.1) и (II.2), найдем

$$\frac{1}{v_{\text{эфф. д}}^2} = \frac{1}{v_1} \left[\left(t \frac{\cos^2 \psi}{R_{\parallel}} + \frac{\sin^2 \psi}{v_1} \right) \cos^2 \chi + \frac{t}{R_{\perp}} \sin^2 \chi \right]. \quad (\text{II.19})$$

Зависимость $1/v_{\text{эфф. д}}^2$ от азимута продольного профиля χ представляет сходную с эллипсом кривую, полуоси которой располагаются в направлении главных лучевых плоскостей. График зависимости $v_{\text{эфф. д}}$ от χ будет овальной линией, которая тем сильнее отличается от окружности, чем больше различие между R_{\parallel} и R_{\perp} .

Рассмотрим влияние слоистости на величину $v_{\text{эфф.}}$. Поскольку дифференциальная эффективная скорость вдоль годографа изменяется, выделим в качестве наиболее характерного значение предельной эффективной скорости. Пусть имеется горизонтально-слоистая среда, состоящая из однородных пластов. Из формулы (II.18) при $x = 0$

$$v_e = \sqrt{\frac{v_1 R}{t_0}}. \quad (\text{II.20})$$

Подставляя R из формулы (II.12) и учитывая, что в случае горизонтально-слоистой среды все косинусы равны единице, получаем известную формулу

$$v_e = \sqrt{\frac{2 \sum_{i=1}^n v_i^2 \Delta t_i}{t_0}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 \Delta t_{0i}}{t_0}}. \quad (\text{II.21})$$

Записав $v_i = v_{cp} + \Delta v$, где v_{cp} — средняя скорость до отражающей границы, преобразуем числитель (II.21)

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^n (v_{cp} + \Delta v_i) \Delta t_{0i} &= v_{cp}^2 \sum_{i=1}^n \Delta t_{0i} + 2v_{cp} \sum_{i=1}^n \Delta v_i \Delta t_{0i} + \\ &\quad + \sum_{i=1}^n (\Delta v_i)^2 \Delta t_{0i}. \end{aligned}$$

Второе выражение справа равно нулю, как сумма отклонений значений пластовых скоростей от средней скорости; третье слагаемое определяет дисперсию пластовых скоростей в неоднородной

среде. После подстановки последнего выражения в (II.21) будем иметь

$$v_e = v_{cp} \sqrt{1 + \frac{\sum (\Delta v_i)^2 \Delta t_{0i}}{v_{cp}^2 t_0}} \approx v_{cp} \sqrt{1 + k_v^2}, \quad (II.22)$$

где k_v — коэффициент вариации (отношение дисперсии пластовых скоростей к средней скорости).

Из (II.22) следует, что в горизонтально-слоистой среде предельная эффективная скорость всегда больше средней скорости. В слабодифференцированных средах, где средний квадратический разброс пластовых скоростей составляет 10—20 % (т. е. до нескольких сот метров при $v_{cp} = 2\text{--}2,5$ км/с), $k_v = 0,1\text{--}0,2$, а различие v_e и v_{cp} не превышает 1—2 %. В средах с сильной скоростной дифференциацией разброс пластовых скоростей по отношению к v_{cp} может достигать 50 % и более. При этом v_e будет на 10 % и более превышать v_{cp} .

Чтобы оценить изменение эффективной скорости при удалении от источника, воспользуемся предложенным С. Ф. Больших представлением гидографа в виде степенного ряда

$$t = t_0 + \frac{x^2}{2t_0 v_e^2} + \frac{x_4}{8t_0^4 v_e^8} \sum_1^n v_i^4 \Delta t_{0i} + \dots \quad (II.23)$$

Подставив это выражение в (II.16) и пренебрегая членами, содержащими x и k_v в четвертой и более высоких степенях, получим

$$v_{\phi}(x) \approx \frac{v_e}{\sqrt{1 - 2 \frac{x^2}{t_0^2 v_e^2} \frac{k_v^2}{(1 + k_v^2)^2}}}.$$

Отсюда следует, что эффективная скорость увеличивается с удалением от источника, причем тем сильнее, чем больше неоднородность среды над отражающей границей и чем меньше значения t_0 и v_e . В методе отраженных волн обычно используются данные выполненных наблюдений на расстояниях от источника, не превышающих глубины залегания границы. Следовательно, максимальное значение x определяется соотношением

$$x_{max} \approx H \approx \frac{v_{cp} t_0}{2} < \frac{v_e t_0}{2}.$$

При $x \leq x_{max}$

$$v_{\phi}(x) < \frac{v_e}{\sqrt{1 - \frac{k_v^2}{2(1 + k_v^2)^2}}}.$$

В случае слабой скоростной дифференциации ($k_v \leq 0,2$) различие $v_{\phi}(x_{max})$ и v_e будет менее 1 %, при сильной скоростной дифференциации ($k_v \approx 0,5$) различие может составить до 5 %. Малое изме-

нение величины $v_{\text{эфф}}$ указывает на то, что в горизонтально-слоистой среде форма годографа при расстояниях от источника, равных глубине залегания отражающей границы, близка к гиперболической [65], а интегральная эффективная скорость близка к дифференциальной.

Для оценки различия интегральной и предельной эффективной скорости предложена [97] формула

$$v_e = v_{\text{эфф}} \sqrt{1 - 2 \frac{\tau_{\max}}{t_0} \frac{\sigma_v^2}{v_{\text{эфф}}^2}}, \quad (\text{II.24})$$

где σ_v^2 — дисперсия пластовых скоростей; τ_{\max} — приращение времени по годографу на расстоянии x_{\max} по отношению к времени t_0 .

Из расчетов по этой формуле следует, что различие $v_{\text{эфф}}$ и v_e примерно вдвое меньше различия $v_{\text{эфф.д.}}(x_{\max})$ и v_e . Если среда отличается от горизонтально-слоистой, например угол наклона отражающей границы изменяется вдоль профиля, то дифференциальные и интегральные эффективные параметры ($t_0, v_{\text{эфф}}, \phi$) отдельных участков годографа могут существенно отличаться, поэтому аппроксимация годографа единой гиперболой не обеспечивает удовлетворительной точности оценки времен и эффективных скоростей. В связи с этим в практике современной сейсморазведки обычно имеют дело не с сейсмограммами и годографами отраженных волн для определенного источника, а со специальными выборками, образующими сейсмограммы и годографы общей глубиной точки. Минимум годографа ОГТ независимо от строения среды приурочен к середине базы, а сам годограф симметричен относительно минимума и является четной функцией.

На основе этого свойства годографа ОГТ напишем уравнение аппроксимирующей его гиперболы в системе координат, где начало отсчета расстояний X отнесено к началу профиля, а расстояний x , как и раньше, к источнику

$$t_{i, j}(x) = \sqrt{t_0^2(X_0) + \frac{x^2}{v_{\text{огт}}^2}}. \quad (\text{II.25})$$

Здесь

$$X_0 = (X_i + X_j)/2; \quad x = X_i - X_j, \quad (\text{II.26})$$

где X_i — координата источника; X_j — координата приемника; X_0 — координата середины базы ОГТ; $v_{\text{огт}}$ — интегральная скорость для годографа ОГТ.

Действительный годограф ОГТ может отличаться от аппроксимирующей его гиперболы, поэтому так же как и для годографа с фиксированным положением источника, можно ввести понятие дифференциальной скорости и, как частный случай, — понятие предельной эффективной скорости $v_{e\text{огт}}$. Годографу ОГТ не соответствует в среде никакой реальный фронт волны, поэтому предель-

ной эффективной скорости может быть дано только формальное определение. Используем для этого соотношение (II.17). Тогда

$$v_e \text{ ОГТ} = [t_0 (d^2 t_{\text{ОГТ}} / dx^2)_0]^{-1}. \quad (\text{II.27})$$

Из определения радиуса кривизны кривой следует, что

$$v_e \text{ ОГТ} = t_0 / R_{\text{ОГТ}},$$

где $R_{\text{ОГТ}}$ — радиус кривизны годографа.

Отсюда на основании формулы Эйлера для радиусов кривизны имеем

$$\frac{1}{v_e^2 \text{ ОГТ}} = \frac{\cos^2 \alpha}{v_{e \parallel}^2 \text{ ОГТ}} + \frac{\sin^2 \alpha}{v_{e \perp}^2 \text{ ОГТ}}, \quad (\text{II.28})$$

где $v_{e \parallel} \text{ ОГТ}$ и $v_{e \perp} \text{ ОГТ}$ — скорости по профилям, ориентированным в направлениях главных радиусов кривизны; $v_e \text{ ОГТ}$ — скорость на профиле, проходящем под углом α к направлению главного радиуса $R_{\text{ОГТ}}$.

Запишем заданное в общей форме уравнение годографа ОГТ $t_{\text{ОГТ}} = t_{\text{ОГТ}}(x)$ для произвольно построенной среды в виде степенного разложения. Оно будет содержать только члены с четными степенями x :

$$\begin{aligned} t_{\text{ОГТ}}(x) &= t_0 + \frac{1}{2} \frac{d^2 t_{\text{ОГТ}}}{dx^2} x^2 + \frac{1}{4!} \frac{d^4 t_{\text{ОГТ}}}{dx^4} x^4 + \dots = \\ &= t_0 + \frac{x^2}{2t_0 v_{e \parallel}^2 \text{ ОГТ}} + \frac{1}{4!} \frac{d^4 t_{\text{ОГТ}}}{dx^4} x^4. \end{aligned}$$

Разложение в ряд уравнения гиперболы (II.25) будет иметь вид

$$t(x) = t_0 + \frac{x^2}{2t_0 v_{e \parallel}^2 \text{ ОГТ}} + \frac{x^4}{8v_{e \parallel}^4 t_0^3} + \dots \quad (\text{II.29})$$

Для обоих разложений при малых расстояниях от минимума годографа члены с высокими (свыше второй) степенями x будут малы. Заметим, что условие малости членов, содержащих x в четвертой и более высоких степенях, соответствует условию справедливости для приближения Френеля, выполнение которого обеспечивает применимость лучевой сейсмики. Как видно из сравнения двух разложений, вблизи источника в пределах расстояний, на которых справедливо лучевое приближение, интегральная эффективная скорость $v_{\text{ОГТ}}$ близка к предельной эффективной скорости $v_e \text{ ОГТ}$, т. е. годограф ОГТ, независимо от строения среды, с малой погрешностью является гиперболой. Именно это обстоятельство обеспечивает высокую надежность и точность изучения эффективных скоростей и времен отраженных волн в методе ОГТ. Предел расстояний, на которых отличие годографа от гиперболы еще невелико, зависит от строения среды и глубины границы. Как

показывает опыт сейсморазведки, во многих практически важных ситуациях условие близости к гиперболе соблюдается до расстояний, от источника примерно равных глубине залегания отражающей границы.

Найдем соотношения между производными и эффективными скоростями годографов с фиксированным положением точки возбуждения (годографов ОПВ) и годографов ОГТ. Дифференцируя (II.25) с учетом (II.26) и принимая во внимание, что при $x \rightarrow 0$ $v_{\text{ОГТ}} \rightarrow v_{e\text{ОГТ}}$, получим для $x = 0$

$$\left(\frac{dt}{dx} \right)_0 = \frac{1}{2} \left(\frac{dt_0}{dX_0} \right), \quad (\text{II.30a})$$

$$\left(\frac{d^2t}{dx^2} \right)_0 = \frac{1}{t_0} \left(\frac{1}{4} \frac{d^2t_0}{dX_0^2} + \frac{1}{v_{e\text{ОГТ}}^2} \right). \quad (\text{II.30b})$$

Подставив выражение (II.30b) в (II.15), найдем соотношение между предельными эффективными скоростями годографов ОПВ и ОГТ:

$$v_e = v_{e\text{ОГТ}} \left\{ 1 + \frac{v_{e\text{ОГТ}}^2}{4} \left[\left(\frac{dt_0}{dX_0} \right)^2 + t_0 \frac{d^2t_0}{dX_0^2} \right] \right\}^{-0.5}, \quad (\text{II.31a})$$

$$v_{e\text{ОГТ}} = v_e \left\{ 1 - \frac{v_e^2}{4} \left[\left(\frac{dt_0}{dX_0} \right)^2 + t_0 \frac{d^2t_0}{dX_0^2} \right] \right\}^{-0.5}. \quad (\text{II.31b})$$

Эти соотношения позволяют определить одну из эффективных скоростей, если известна другая и известно поведение линии t_0 вдоль профиля. Например, в случае наклонной под углом φ плоской отражающей границы, покрытой средой с постоянной скоростью v_1 , будем иметь

$$v_e = v_1, \quad \frac{dt_0}{dX_0} + \frac{2 \sin \varphi \cos \chi}{v_1} = \frac{2 \sin \varphi \chi}{v_1},$$

$$d^2t_0/dX_0^2 = 0,$$

где φ_χ — угол наклона границы в лучевой плоскости, проходящей через профиль.

Из (II.31b) получаем известное соотношение между скоростями по годографам ОПВ и ОГТ в случае наклонной границы:

$$v_{e\text{ОГТ}} = v_1 / \cos \varphi_\chi. \quad (\text{II.32})$$

Соотношения (II.31) показывают, что эффективные скорости по годографам ОПВ и ОГТ совпадут только тогда, когда время t_0 не меняется вдоль профиля наблюдений. Скорости $v_{e\text{ОГТ}} > v_e$ в случае прямолинейных наклонных или вогнутых линий $t_0(X_0)$. Скорости $v_{e\text{ОГТ}} < v_e$, если график $t_0(X_0)$ имеет выпуклую форму и характеризуется небольшим наклоном, что соответствует случаю, когда середина базы ОГТ расположена в приосевой части син-

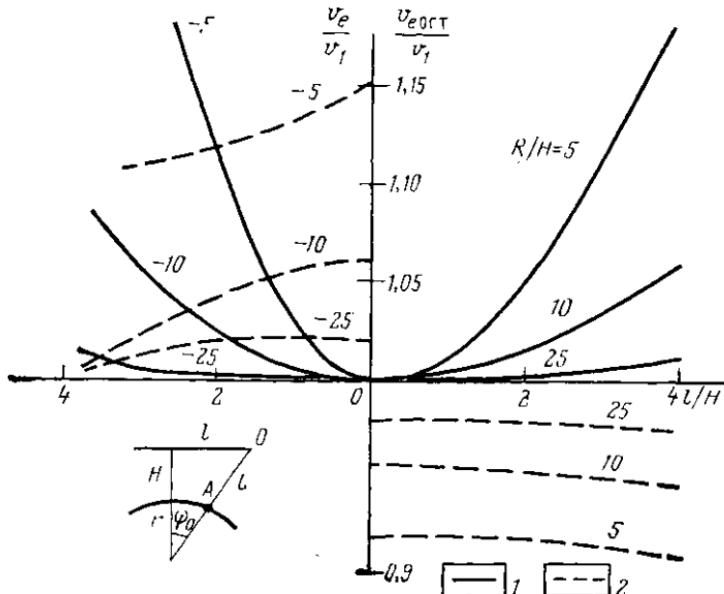


Рис. 20. Изменение предельных эффективных скоростей на профиле, проходящем над цилиндрической границей.

1 — v_e ; 2 — $v_{e\text{OFT}}$; слева — для вогнутой границы, справа — для выпуклой.

клинального прогиба. В бортовой части прогиба величина $v_{e\text{OFT}}$ может оказаться больше v_e за счет более сильного влияния первой величины (dt_0/dX_0) , т. е. наклона границы, по сравнению с влиянием ее кривизны (d^2t_0/dX_0^2) .

При неплоских границах или неоднородной покрывающей среде скорости $v_{e\text{OFT}}$ и v_e существенно отличаются от средней скорости до отражающей границы. Для иллюстрации найдем значения скоростей в случае отражающей границы, имеющей форму горизонтального цилиндра и покрытой средой с постоянной скоростью v_1 . Обозначим глубину цилиндра через H (рис. 20), его радиус через r . Пусть профиль проходит перпендикулярно к оси цилиндра, т. е. в направлении первой главной лучевой плоскости. Отражающая граница в сечении ее лучевой плоскостью представляет собой окружность, радиус кривизны фронта в этой плоскости будет R_{\parallel} . Предельную эффективную скорость $v_{e\parallel}$ на таком профиле найдем с помощью соотношения (II.18), положив в нем $t = t_0$. Чтобы определить значение dt/dx в (II.18), воспользуемся формулой (II.30а) и формулой для t_0 , получающейся путем простых геометрических построений (рис. 20):

$$t_0(X_0) = \frac{2}{v_1} (L - r),$$

где началом отсчета X_0 является точка проекции оси цилиндра на поверхность,

$$L = \sqrt{(r + H)^2 + X_0^2}.$$

Отсюда

$$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{2} \frac{dt_0}{dX_0} = \frac{1}{v_1} \frac{X_0}{L}.$$

Радиус кривизны фронта найдем, используя методику, применявшуюся при выводе формулы (II.11). При подходе к границе радиус $R_1 = OA = L - r$. После отражения, согласно (II.13), получим

$$R_{2\parallel} = \frac{L - r}{2L - r} r.$$

При возвращении к поверхности радиус R_2 увеличится на $L - r$, поэтому окончательно будем иметь

$$R_1 = 2L \frac{L - r}{2L - r} r.$$

Подставив значения t_0 , dt/dx и R в (II.18), найдем

$$v_{e\parallel} = v_1 \sqrt{\frac{L^3}{L^3 + (L^2 - X_0^2)(L - r)}}.$$

Подставив $v_{e\parallel}$ а также производные dt_0/dX_0 и d^2t_0/dX_0^2 в (II.31б), получим

$$v_{e\text{ ОГТ}\parallel} = v_1 \sqrt{1 + \frac{X_0^2}{L^2 - X_0^2}} = \frac{v_1}{\cos \psi_0},$$

где ψ_0 — угол луча с вертикалью.

Если учесть, что угол ψ_0 равен углу наклона границы в точке отражения, то эта формула совпадает с формулой (II.32) и показывает, что на значение $v_{e\text{ ОГТ}}$ влияет только наклон границы в точке отражения, но не ее кривизна. Из полученных выражений и рис. 20 видно, что абсолютные значения эффективных скоростей $v_{e\parallel}$ и $v_{e\text{ ОГТ}\parallel}$ по годографам ОПВ и ОГТ, их соотношения с действительной скоростью в среде и характер их изменения вдоль профиля существенно различны. В случае выпуклой границы $v_{e\text{ ОГТ}\parallel} \geq v_e > v_{e\parallel}$, над вогнутой границей вблизи оси прогиба $v_{e\parallel} > v_{e\text{ ОГТ}\parallel} > v$ и при удалении от оси $v_{e\text{ ОГТ}\parallel} > v_{e\parallel} > v_1$.

Различие скоростей $v_{e\parallel}$ и истинной v_1 , являющейся в данном случае аналогом средней скорости, оказывается весьма значительным, особенно при большой глубине залегания границ (малых r/H). Различие скоростей $v_{e\parallel}$ и $v_{e\text{ ОГТ}\parallel}$ появляется при удалении от оси структуры. Вогнутая форма границ оказывает более сильное влияние на $v_{e\parallel}$ и $v_{e\text{ ОГТ}\parallel}$, чем выпуклая.

Обращает на себя внимание более резкая изменчивость величины $v_{e\text{огт}}$, чем v_e вдоль профиля, особенно в случае выпуклой границы. Дифференциальные эффективные скорости устойчивы вдоль каждого годографа ОГТ, но они меняются при перемещении центра базы по профилю быстрее эффективных скоростей v_e по годографам ОПВ.

На профиле, проходящем вдоль оси цилиндра, т. е. перпендикулярно к рассмотренному, эффективные скорости равны скорости v_1 , так как в лучевой плоскости отражающей границы горизонтальна. Радиус кривизны фронта в этой плоскости $R_\perp = v_1 t_0$.

Зная значения радиусов кривизны в двух направлениях и используя (II.19), нетрудно определить зависимость предельных эффективных скоростей от азимута профиля. Соответствующий график показан на рис. 21.

Кратко остановимся теперь на влиянии, которое оказывают углы наклона и кривизна границ в среде, покрывающей отраженную границу, на предельные эффективные скорости [90].

Наличие пологих (до $10-15^\circ$) углов паклона приводит к некоторому возрастанию v_e и $v_{e\text{огт}}$ по сравнению со случаем горизонтального залегания вышележащих границ. При круtyх ($30-40^\circ$) углах и резкой скоростной дифференциации эффективные скорости увеличиваются до $10-15\%$. Влияние кривизны промежуточной границы наиболее сильно проявляется, если скорость возрастает с глубиной. Вогнутые границы приводят к увеличению скорости до $10-15\%$ по сравнению со случаем горизонтального залегания, выпуклые к ее уменьшению. Если скорость уменьшается с глубиной, влияние кривизны проявляется слабее. Во всех случаях изменение скорости тем больше, чем ближе к поверхности расположена криволинейная граница. Если неплоская промежуточная граница залегает на глубинах, превышающих половину глубины отражающей границы, влиянием ее кривизны на предельную эффективную скорость можно пренебречь.

Эффективные скорости в средах с неоднородными слоями

До сих пор считалось, что среда над отражающей границей состоит из однородных пластов. Необходимо оценить влияние факторов, не учитываемых слоисто-однородной моделью, но существующих в действительности,— градиентов скорости и анизотропии. Рассмотрим вначале вертикальные градиенты скорости. Как следует из рис. 2, в пластах мощностью до нескольких сотен метров

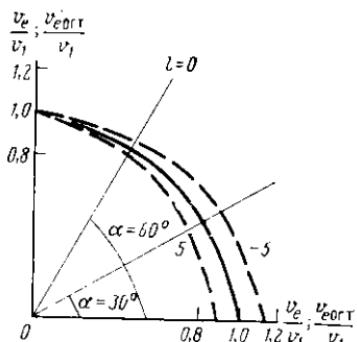


Рис. 21. Индикаторы скоростей v_e и $v_{e\text{огт}}$ над цилиндрической границей

изменение скорости с глубиной может аппроксимироваться линейной функцией

$$v = v_0(1 + bz),$$

где v_0 — скорость при $z = 0$; b — соответствующим образом подобранный коэффициент.

Предельную эффективную скорость волны, отраженной от расположенной на глубине H границы, покрытой неоднородной средой с линейным увеличением скорости, определяют по формуле

$$v_e = v_{e\text{огр}} = v_0 \sqrt{2 \frac{[1 - (1 + bH)^2]}{\operatorname{арч} \frac{b^2 H^2}{2(1 + bH)}}}. \quad (\text{II.33})$$

Расчеты показывают, что если мощность слоя не превышает нескольких сотен метров, а длина гидографа не превышает мощности слоя, то даже при максимальных градиентах скорости, соответствующих графикам на рис. 2, различие $v_{\text{эфф}}(x)$ и v_e составляет десятые доли процента. Учитывая незначительность этой величины, градиентные пласти допустимо аппроксимировать пластами с постоянной скоростью, определяемой формулой (II.33). Важно заметить, что найденная таким путем пластовая скорость окажется несколько больше действительной средней пластовой скорости $v_{\text{пл}}$, вычисленной по мощности слоя и времени пробега через него по вертикали. При $x_{\max} \leq H$ соотношение этих величин дается выражением

$$v_e \approx v_{\text{пл}} \sqrt{1 + 0,58b^2H^2}.$$

При значениях b , близких к максимальным ($b \approx 0,5$), и мощностях H , достигающих сотен метров, значение скорости в аппроксимирующем однородном пласте будет на 1—2 % больше действительной средней пластовой скорости в неоднородном слое. При нелинейных зависимостях $v(z)$ различие может оказаться более существенным.

Рассмотрим теперь влияние другого вида неоднородности реальных сред — тонкой слоистости и упорядоченного расположения частиц пород. Как было отмечено в гл. 1, эквивалентной моделью этого вида регулярной неоднородности является однородная анизотропная среда, характеризующаяся скоростями, изменяющимися в зависимости от угла с осью симметрии среды. Будем считать, что ось симметрии вертикальна. В диапазоне углов, отличающихся от вертикали до 20 — 30° , зависимость скорости¹ квазипродольных волн

¹ В связи с тем, что в анизотропной среде лучи и фронты волн не ортогональны друг другу, имеется некоторое различие между скоростью распространения энергии вдоль лучей (лучевой скоростью) и скоростью распространения в направлении, перпендикулярном фронту волны (нормальной скоростью). В гл. I речь шла о нормальных скоростях, в данном разделе рассматриваются лучевые скорости. При этом $v_z = v_\perp$; $v_x = v_\parallel$.

от направления луча в осесимметричной среде с хорошей точностью аппроксимируется уравнением эллипса [63]:

$$v(\psi) = v_z \left[1 - \frac{\kappa^2 - 1}{\kappa^2} \sin^2 \psi \right]^{-0.5}, \quad (\text{II.34})$$

где v_z — скорость в вертикальном направлении; ψ — угол луча с вертикалью; κ — кажущийся коэффициент анизотропии.

Положив в (II.34) $\psi = 90^\circ$, найдем кажущееся значение скорости распространения волн по горизонтали $v_x = \kappa v_z$. Так как эллиптическая аппроксимация индикатрисы скоростей обеспечивает удовлетворительную точность в ограниченном диапазоне углов, величины κ , v_x характеризуют свойства среды только в близких к вертикальному направлению.

Пусть имеется горизонтальная отражающая граница, залегающая на глубине H и покрытая средой, в которой скорость зависит от угла ψ согласно (II.34). Уравнение линейного годографа на поверхности имеет вид

$$t = \frac{1}{v(\psi)} \sqrt{4H^2 + x^2}. \quad (\text{II.35})$$

Угол наклона лучей связан простым соотношением с расстоянием x от источника до приемника

$$\sin^2 \psi = x^2 / (x^2 + 4H^2).$$

Заменив с его помощью $\sin \psi$ в (II.34) и подставив полученное значение $v(\psi)$ в (II.35), получим уравнение годографа в случае анизотропной покрывающей среды

$$t(x) = \sqrt{\frac{4H^2}{v_z^2} + \frac{x^2}{\kappa^2 v_z^2}} = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v_x^2}}, \quad (\text{II.36})$$

где $t_0 = 2H/v_z$; $v_x = \kappa v_z$.

Видно, что годограф, как и в изотропной среде, представляет собой гиперболу. Время t_0 этой гиперболы определяется скоростью распространения волн по вертикали, в то время как эффективная скорость — величиной $\kappa v_z = v_x$, т. е. кажущейся скоростью распространения волн по горизонтали в эквивалентной анизотропной модели. В случае, когда отражающая граница покрыта многослойной средой, состоящей из совокупности n толстых регулярно неоднородных (например, вследствие тонкой слоистости) осесимметричных слоев, их эквивалентной моделью будет однородно-слоистая среда, состоящая из анизотропных пластов. Рассуждая так же, как и выше, найдем, что время t_0 любой отраженной волны будет определяться пластовыми скоростями в вертикальном направлении:

$$t_0 = \sum_1^n \frac{h_i}{v_{zi}}. \quad (\text{II.37})$$

Форма годографов будет зависеть от скоростей по горизонтали в эквивалентных анизотропных пластах. В частности, для предельной эффективной скорости вместо (II.21) будем иметь

$$v_e = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \kappa_i^2 v_{zi}^2 \Delta t_i}{t_0}}. \quad (\text{II.38})$$

Обычно величина $\kappa > 1$, поэтому годографы будут более пологими, чем в среде со скоростями v_{zi} . Пластовые скорости в эквивалентной модели будут в κ_i раз отличаться от пластовых скоростей, измеренных по вертикали. Если для горизонтально-слоистых сред, состоящих из изотропных слоев, различие v_e и v_{cp} определяется только скоростной дифференциацией, то для анизотропной среды это различие будет зависеть и от кажущихся коэффициентов анизотропии κ . Если значения κ велики, то эффективные скорости v_e , $v_{e\text{огт}}$ будут существенно отличаться от средних.

4. ДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

К динамическим особенностям волн будем относить энергию отраженных импульсов, амплитуду их экстремумов, форму колебания, а также параметры спектрального представления импульсов. На динамические особенности колебаний оказывают влияние свойства границ, на которых формируется отраженная волна, и строение среды над отражающей пачкой. Их влияние на динамические особенности колебаний будем рассматривать раздельно.

Влияние на амплитуду колебаний кривизны фронта волны

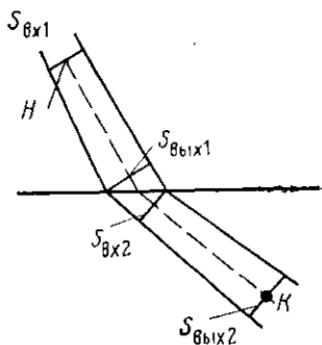
При распространении волны в среде над отражающей границей основное влияние на динамику колебаний оказывают: а) кривизна волновой поверхности и связанные с ней изменения плотности энергии и углов ее выхода к поверхности; б) частотно-зависимое затухание, обусловленное отражением от границ покрывающей среды и поглощением энергии колебаний.

Изменение плотности энергии, обусловленное кривизной фронта, принято характеризовать геометрическим расхождением, измеряемым по площади нормальных сечений лучевых трубок. Обозначим амплитуду колебаний и площадь сечения трубки в некоторой точке слоя H (рис. 22) через $A(H)$ и S_{bx1} , а площадь сечения в конце пути через слой, т. е. при подходе к границе, через S_{bvx1} . Геометрическое расхождение при распространении волны от точки H до границы составит

$$L_1 = \sqrt{S_{bvx1}/S_{bx1}},$$

а амплитуда волны после преломления на границе будет $[A(H)/L_1]B$, где B — коэффициент прохождения для волны с плоским фронтом. Площадь сечения трубки непосредственно после

Рис. 22. Изменение сечения лучевой трубки при преломлении на границе



преломления волны на границе пластов обозначим S_{bx2} , а площадь на некотором расстоянии от преломляющей границы S_{bx2} . Геометрическое расхождение вдоль пути, пройденного после преломления,

$$L = \sqrt{S_{bx2}/S_{bx1}}.$$

Общее изменение амплитуды при перемещении волны от H к K определим по формуле

$$A(M) = A(H) B \frac{1}{L_1 L_2},$$

где

$$L_1 L_2 = \sqrt{\frac{S_{bx2}}{S_{bx1}}} \frac{S_{bx1}}{S_{bx2}}. \quad (\text{II.39})$$

Таким образом, геометрическое расхождение при распространении волны через два пласта, разделенных границей, определяется произведением отношения площадей сечений лучей трубки в конце S_{bx2} и начале S_{bx1} пути на отношение площадей сечений по обе стороны границы. Рассуждая аналогичным образом, для геометрического расхождения волны, прошедшей через $p - 1$ границу, получим выражение

$$L' = L_1 L_2 \dots L_p = \sqrt{\frac{S_{bxp}}{S_{bx1}}} \sqrt{\frac{S_{bx1}}{S_{bx2}}} \frac{S_{bx2}}{S_{bx3}} \dots \frac{S_{bx(p-1)}}{S_{bxp}}. \quad (\text{II.40})$$

Величина L' называется приведенным геометрическим расхождением. Оно учитывает общее изменение площади нормального сечения лучевой трубки в процессе распространения волны (различие S_{bxp} и S_{bx1}), и, кроме того, скачкообразные изменения сечений при прохождении через преломляющие границы. Первый множитель в выражении (II.40), т. е.

$$\sqrt{S_{bxp}/S_{bx1}},$$

называется полным геометрическим расхождением. Полное расхождение, которое в дальнейшем будем обозначать через L ,

характеризует часть изменения интенсивности, обусловленную только изменением площади волновой поверхности в процессе распространения колебаний.

Полное и приведенное геометрическое расхождения отраженных волн, наблюдавшихся на горизонтальной поверхности слоистого полупространства, не совпадают между собой. Исключение составляют некоторые важные частные случаи, когда во втором подкорректированном выражении формулы (II.40) каждому сомножителю вида $S_{\text{вых}}/S_{\text{вх}}(i+1)$ для падающего луча соответствует обратный сомножитель для возвращающегося к поверхности луча. В случае горизонтально-слоистых сред таким свойством характеризуются отраженные волны на любых расстояниях от источника. При негоризонтальных границах полное и приведенное расхождения совпадут для луча, возвращающегося к источнику. В дальнейшем ограничимся анализом полного геометрического расхождения для отраженных волн, наблюдавшихся на поверхности полупространства на небольших удалениях от источника. Из физических соображений следует, что если в источнике величины L' и L совпадают, то при наблюдениях вблизи источника значение полного и приведенного геометрического расхождений должны быть близки.

При наблюдениях на поверхности интенсивность регистрируемых колебаний определяется вертикальной составляющей амплитуды. Поэтому целесообразно ввести в рассмотрение коэффициент конверсии w , равный отношению амплитуды вертикальной составляющей колебаний земной поверхности к амплитуде приходящей отраженной волны. Проекции на вертикаль амплитуд приходящей к дневной поверхности и отраженной от нее продольных волн пропорциональны косинусу угла подхода, так что на первый взгляд такая же зависимость от угла должна соблюдаться для коэффициента конверсии w . В действительности имеют место более сложные соотношения, учитывающие образование обменных волн при отражении от поверхности [12]. Все же при небольших углах ψ (примерно до 30°) выражение

$$w = w_0 \cos \psi,$$

где w_0 — коэффициент конверсии при $\psi = 0$, соблюдается с весьма высокой точностью, особенно если верхний слой сложен мягкими породами со свойственными им высокими значениями v_p/v_s .

Учитывая, что

$$\cos \psi = \sqrt{1 - v_1^2 (dt/dx)^2}$$

и что в горизонтально-слоистой среде в соответствии с (II.16)

$$\frac{dt}{dx} = \frac{x}{v_{\text{эфф. д}}^2},$$

где v_1 — скорость продольных волн в верхнем слое; dt/dx — производная годографа, соответствующего первой главной лучевой

плоскости; $v_{\text{эфф.д}}$ — дифференциальная эффективная скорость по годографу отраженной волны, получим

$$\omega = w_0 \sqrt{1 - v_1^2 (dt/dx)^2}, \quad (\text{II.41})$$

или в частном случае горизонтально-слоистой среды

$$w = w_0 \sqrt{1 - \frac{v_1^2 x^2}{v_{\text{эфф.д}}^4 t^2}}. \quad (\text{II.42})$$

Таким образом, значения ω могут быть найдены, если известны параметры годографа отраженной волны в первой главной лучевой плоскости (плоскости $R_{||}$) и скорость в верхней части среды.

Изменение интенсивности вертикальных колебаний поверхности при удалении от источника будет пропорционально величине ω/L . Покажем, что расхождение L , так же как и ω , можно найти по характеристикам годографа отраженной волны.

Горизонтально-слоистая трехмерная среда. Пусть скорости в слоях не изменяются в горизонтальном направлении. Рассмотрим лучи, выходящие из источника под углами ψ и $\psi - d\psi$ к вертикали. Площадь сегмента, вырезаемого такими лучами на поверхности сферы единичного радиуса с центром в источнике, будет $S_{\text{вх}} = 2\pi \sin \psi d\psi$. Линии, вдоль которых располагаются точки выхода лучей на поверхность, будут представлять собой окружности с радиусом x и $x+dx$. Площадь нормального сечения лучевой трубы при возвращении к поверхности составит $S_{\text{вых}} = 2\pi x dx \cos \psi$. Геометрическое расхождение

$$L = \sqrt{S_{\text{вых}}/S_{\text{вх}}} = \sqrt{x \operatorname{ctg} \psi \frac{dx}{dt}}. \quad (\text{II.43})$$

Используя соотношения

$$\sin \psi = v_1 \frac{dt}{dx} \quad \text{и} \quad \frac{dt}{dx} = \frac{x}{v_{\text{эфф.д}}^2 t},$$

вместо (II.43) получим

$$L = \frac{v_1^2 t}{v_{\text{эфф.д}}} \sqrt{\frac{1 - v_1^2 x^2 / v_{\text{эфф.д}}^4 t^2}{1 - \frac{x^2}{t^2 v_{\text{эфф.д}}^2} - \frac{2x}{v_{\text{эфф.д}}} \frac{dv_{\text{эфф.д}}}{dx}}}. \quad (\text{II.44})$$

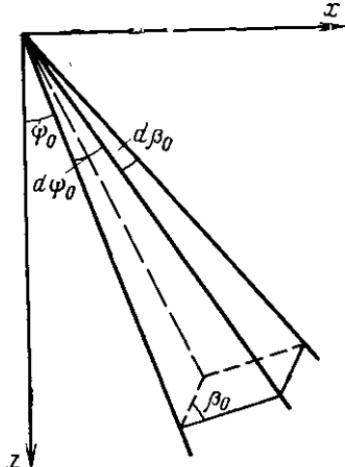
В частности, для $x = 0$ имеем [115]

$$L_0 = \frac{v_e^2 t_0}{v_1}. \quad (\text{II.45})$$

Используем то обстоятельство, что на расстояниях $x \leq H$, где H — глубина отражающей границы, различие дифференциальных и интегральной эффективных скоростей мало, поэтому годограф близок к гиперболе

$$t = \sqrt{t_0^2 + x^2/v_{\text{огр}}^2}.$$

Рис. 23. Параметры, характеризующие лучевую трубку при выходе из источника



Учитывая совпадение годографов ОПВ и ОГТ в горизонтально-слоистой среде для единства дальнейших формул, обозначим интегральную эффективную скорость $v_{\text{эфф}}$ через $v_{\text{ОГТ}}$. Вследствие гиперболичности годографа членом $dv_{\text{эфф.д}}/dx$ в знаменателе подкоренного выражения (II.44) можно пренебречь. Учитывая, что для гиперболических годографов

$$1 - x^2/t^2 v_{\text{ОГТ}}^2 = t_0^2/t^2,$$

получаем

$$L \approx \frac{v_{\text{ОГТ}}^2 t^2}{v_1 t_0} \sqrt{1 - \frac{v_1^2 x^2}{v_{\text{ОГТ}}^4 t^2}}. \quad (\text{II.46})$$

На основании (II.42) (с учетом $v_{\text{эфф.д}} \approx v_{\text{ОГТ}}$) и (II.46) изменение амплитуд отраженной волны вдоль годографа, обусловленное кривизной фронта, составит

$$A(x, t) \approx \frac{w}{L} = \frac{v_1 t_0}{v_{\text{ОГТ}}^2 t^2}, \quad (\text{II.47})$$

или, с учетом (II.45)

$$A(x, t) = A(0, t_0) \frac{t_0^2}{t^2}, \quad (\text{II.48})$$

где $A(0, t_0)$ — амплитуда отраженной волны при $x = 0$.

Среда с неплоскими границами. Определим изменение площади поперечного сечения лучевой трубы при распространении волны от источника к приемнику. Для этого рассмотрим выходящую из источника лучевую трубку с плоскими гранями (рис. 23). Плоские углы между ребрами обозначим через $d\psi_0$ и $d\theta_0$, двухгранный угол между боковыми поверхностями — через β_0 . Аналогичные углы при

возвращении лучей к поверхности обозначим через $d\psi$, $d\theta$ и β . Площадь сечения трубы при выходе из источника будет

$$S_{\text{вх}} = \sin \beta_0 d\theta_0 d\psi_0,$$

а при возвращении к поверхности

$$S_{\text{вых}} = R_{\parallel} R_{\perp} \sin \beta d\theta d\psi,$$

где R_{\parallel} и R_{\perp} — главные радиусы кривизны фронта.

Полное геометрическое расхождение составит

$$L = \sqrt{\frac{S_{\text{вых}}}{S_{\text{вх}}}} = \sqrt{R_{\parallel} R_{\perp} \frac{\sin \beta}{\sin \beta_0} \frac{d\theta}{d\theta_0} \frac{d\psi}{d\psi_0}}. \quad (\text{II.49})$$

Входящие в (II.49) величины могут быть выражены либо через параметры слоев среды, либо через характеристики годографов. Второй способ представляет особый интерес, так как обеспечивает возможность учета влияния кривизны фронта на интенсивность отражений при обработке полевых материалов, когда свойства слоев не известны. Ограничимся задачей, когда L определяют для лучей, распространяющихся в одной плоскости. Примером являются наблюдения по профилю, который располагается вкрест простирации слоев, внутри которых скорость не изменяется в горизонтальном направлении. Тогда R_{\parallel} и R_{\perp} представляют собой радиусы кривизны фронта в вертикальной плоскости, проходящей через профиль R_{\parallel} , и в перпендикулярной к ней наклонной плоскости, проходящей через касательную к лучу, возвращающемуся к поверхности. В рассматриваемой задаче $\sin \beta = \sin \beta_0$, $d\theta = d\theta_0$ и вместо (II.49) получим

$$L = \sqrt{R_{\parallel} R_{\perp} \frac{d\psi}{d\psi_0}}. \quad (\text{II.50})$$

Обозначим (рис. 24) точки наблюдения индексом i , а координаты точки возбуждения — индексом j . На основании (II.6)

$$R_{\parallel} = \frac{\left[1 - v_1 \left(\frac{dt_j}{dx_i}\right)^2\right]^{0.5}}{v_1 \frac{d^2 t}{dx^2}}, \quad (\text{II.51a})$$

$$R_{\perp} = \frac{1}{v_1 \frac{d^2 t_j}{dy_i^2}}, \quad (\text{II.51b})$$

где y — направление, перпендикулярное к профилю наблюдений.

Определим производную $d\psi/d\psi_0$ по параметрам годографов. Предположим, что в окрестности точки наблюдения x_i помимо годографа от источника, расположенного в начале координат, зарегистрированы годографы $t_i(x_i)$ от источников, расположенных в окрестности начала координат в точках x_i . На основе принципа взаимности определим времена $t_i(x_i)$, которые наблюдались бы, если

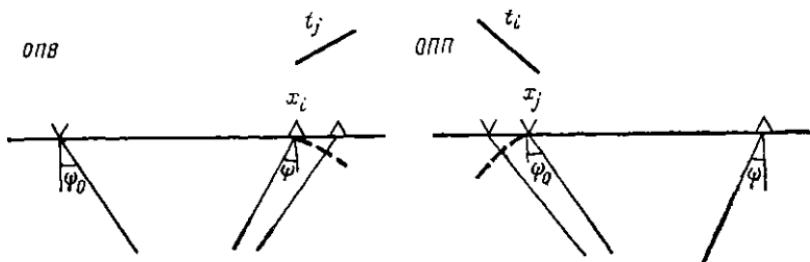


Рис. 24. К выводу формулы определения геометрического расходжения по параметрам годографов

поменять источник и приемники местами, т. е. времена годографа общего пункта приема (ОПП) на рис. 24. Такая ситуация соответствует наблюдениям по системе многократных перекрытий. Запишем

$$\frac{d\psi}{d\psi_0} = \frac{d\psi}{dx_i} \frac{dx_i}{d\psi_0}. \quad (\text{II.52})$$

Учитывая (II.5), первый сомножитель этого выражения представим следующим образом:

$$\frac{d\psi}{dx_i} = \frac{v_1 \frac{dt_j}{dx_i^2}}{\left[1 - v_1^2 (dt_j/dx_i)^2\right]^{0.5}}. \quad (\text{II.53})$$

Здесь t_j соответствует временам годографа для источника, расположенного в начале координат. Для встречного годографа, восстановленного на основе принципа взаимности,

$$\sin \psi_0 = v_1 \frac{dt_i}{dx_j}.$$

Отсюда следует, что второй сомножитель (II.52) связан с параметрами годографов следующим соотношением:

$$\frac{dx_i}{d\psi_0} = \frac{\cos \psi_0}{\frac{d}{dx_i} (\sin \psi_0)} = \frac{\left[1 - v_1^2 (dt_i/dx_j)^2\right]^{0.5}}{v_1 \frac{d}{dx_i} \left(\frac{dt_i}{dx_j}\right)}. \quad (\text{II.54})$$

Выражение

$$\frac{d}{dx_i} \left(\frac{dt_i}{dx_j} \right)$$

в (II.54) означает, что в начале координат вычисляются первые производные встречных годографов t_i для мнимых источников, расположенных в окрестности точки приема x_i , а затем определяется скорость изменения этих производных при перемещении x_i . После подстановки выражений (II.53) и (II.54) в (II.52), а затем (II.52)

и (II.51) в (II.50) получаем формулу, в которой расхождение выражено через параметры прямых и встречных годографов:

$$L = \frac{1}{v_1} \sqrt{\frac{\left[1 - v_1^2 \left(\frac{dt_j}{dx_i}\right)^2\right]^{0.5} \left[1 - v_1^2 \left(\frac{dt_i}{dx_j}\right)^2\right]^{0.5}}{\frac{d^2 t_j}{dy_i^2} \frac{d}{dx_i} \left(\frac{dt_i}{dx_j}\right)}}. \quad (\text{II.55})$$

Из (II.55) следует, что в рамках принятой выше модели полное геометрическое расхождение может быть определено, если на профиле имеются взаимно увязанные прямые и встречные продольные годографы, известны вторая производная поперечных годографов и скорость распространения волн вблизи поверхности. За исключением этой последней, не требуется никакой другой информации о строении среды. На рис. 25 приведено сопоставление результатов определения L по формуле (II.55) и по формулам, взятым из работы [12], в которые входят параметры слоев модели среды. На основании соотношений (II.55) и (II.41) обусловленное кривизной фронта изменение амплитуд отраженных волн, наблюдаемых на поверхности среды с наклонными и неплоскими границами, можно определить по формуле

$$A(x, t) = \frac{w}{L} = v_1 \sqrt{\frac{d^2 t_j}{dy_i^2} \frac{d}{dx_i} \frac{dt_i}{dx_j}} \sqrt[4]{\frac{1 - v_1^2 \left(\frac{dt_j}{dx_i}\right)^2}{1 - v_1^2 \left(\frac{dt_i}{dx_j}\right)^2}}. \quad (\text{II.56})$$

Практически вычисление величины L по данным наблюдений можно выполнять либо путем численного дифференцирования годографов, либо путем вычисления производных, входящих в формулу (II.56), по эффективным параметрам. При обработке данных сейморазведки ОГТ обычно определяют два интегральных параметра: время t_0 и эффективную скорость $v_{\text{огт}}$ гиперболы (II.25), аппроксимирующей годограф. Подставляя формулу (II.25) в формулу (II.56), определим расхождение и конверсию путем вычисления первых и вторых производных t_0 и $v_{\text{огт}}$. Не выписывая точного, но громоздкого выражения L через $v_{\text{огт}}$ и t_0 , приведем формулу для определения расхождения L_0 в точке возбуждения. При $x_i = x_j$ получаем сравнительно простые соотношения

$$\left(\frac{dt_i}{dx_j}\right)^2 = \left(\frac{dt_j}{dx_i}\right)^2,$$

$$\frac{d}{dx_i} \left(\frac{dt_i}{dx_j}\right) = -\frac{1}{4} \frac{d^2 t_0}{dX^2} + \frac{1}{t_0 v_{\text{огт}}^2(X)},$$

$$\frac{d^2 t_i}{dy^2} = -\frac{1}{4} \frac{d^2 t_0}{dY^2} + \frac{1}{t_0 v_{\text{огт}}^2(Y)}.$$

После подстановки этих выражений в формулу (II.56) найдем

$$A(0, t) = \frac{w_0}{L_0} = v_1 \sqrt{\left(\frac{1}{t_0 v_e^2 \text{ОГТ}(X)} - \frac{1}{4} \frac{d^2 t_0}{d X^2} \right)} \rightarrow \\ \rightarrow \left(\frac{1}{t_0 v_e^2 \text{ОГТ}(Y)} - \frac{1}{4} \frac{d^2 t_0}{d Y^2} \right). \quad (\text{II.57})$$

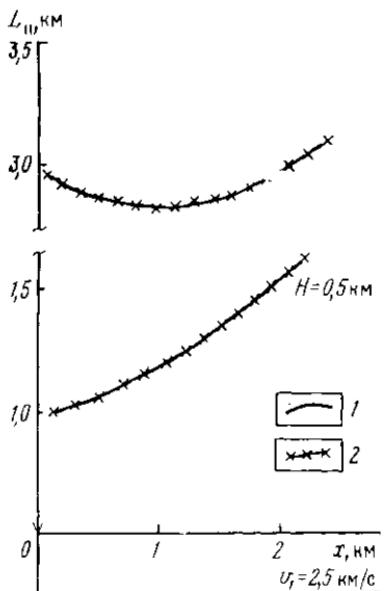


Рис. 26. Зависимость отношений расхождения для горизонтальной L_0 и цилиндрической L_0 границ от их глубины H и кривизны цилиндрической отражающей поверхности R

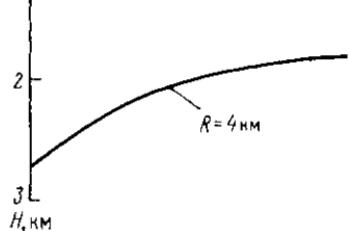


Рис. 25. Сравнение результатов определения расхождения по модели среды (1) и по годографам (2) (по Ю. А. Дятловскому)

Это выражение позволяет оценить влияние углов наклона и кривизны границ на амплитуду и их отличие от амплитуд в случае горизонтально-слоистой среды. Для оценки влияния углов наклона предположим, что границы слоев имеют плоскую форму, а пластовые скорости постоянны. Тогда

$$\frac{d^2 t_0}{d X^2} = \frac{d^2 t_0}{d Y^2} = 0, \quad v_e \text{ ОГТ}(Y) = v_e, \quad v_e \text{ ОГТ}(X) = v_e \text{ ОГТ}(\varphi),$$

где v_e и $v_{e\text{ ОГТ}}(\phi)$ — предельная эффективная скорость при горизонтальном и наклонном залегании границ. После подстановки этих значений в формулу (II.57) получаем, что амплитуды в случае наклонных границ

$$A_\varphi(0, t) \approx \frac{v_1}{t_0 v_e v_{e\text{ ОГТ}}(\phi)}.$$

Используя (II.47) и положив в нем $t = t_0$, найдем отношение амплитуд волны, отраженной от наклонной A_φ и горизонтальной A_r границ при условии, что времена t_0 в обоих случаях одинаковы

$$A_\varphi/A_r = v_e/v_{e\text{ ОГТ}}(\phi).$$

Отношение $v_e/v_{e\text{ ОГТ}}(\phi)$ может существенно отличаться от единицы только при значительных углах падения (свыше $10-15^\circ$). Поэтому при пологих границах можно принять, что $A_\varphi \approx A_r$ с погрешностью до нескольких процентов.

Влияние кривизны границ на расхождение определяется, как видно из (II.57), соотношением величин $1/t_0 v_{e\text{ ОГТ}}^2$ и вторых производных времен t_0 . Отметим, что при изучении все более глубоких границ значения $1/t_0 v_{e\text{ ОГТ}}^2$ быстро убывают и поэтому влияние кривизны возрастает. Наглядное представление о ее значении дает рис. 26, на котором приведены отношения L_0 для плоской и цилиндрической границ, покрытых средой с постоянной скоростью. Видно, что выпуклость и особенно вогнутость (отрицательные значения радиуса кривизны) границ могут изменить расхождение на десятки и даже сотни процентов.

Влияние частотно-зависимого затухания на свойства сейсмических колебаний

В процессе распространения волн происходит как общее, не зависящее от частоты ослабление амплитуд спектральных составляющих импульса, обусловленное геометрическим расхождением, так и более сильное затухание высокочастотных составляющих по сравнению с низкочастотными, связанное с поглощением энергии и с рассеянием ее при прохождении через слоистую среду. В рамках используемого в данной работе лучевого приближения влияние частотного затухания на динамические особенности волны не зависит от влияния на них кривизны фронта, благодаря чему достаточно оценить роль затухания на примере волны с плоской формой фронта. Пусть сейсмический импульс, излучаемый в среду, аппроксимируется функцией $F(t)$. В результате различного затухания спектральных составляющих форма импульса, его частотный состав, амплитуда экстремумов будут изменяться с расстоянием.

В общем виде импульс после прохождения пути длиной l представляется следующим интегралом Фурье:

$$F(t, l) = 2\pi \int_{-\infty}^{\infty} \Psi(l, f) \Psi_n(f) e^{i2\pi ft} df, \quad (\text{II.58})$$

где $\Psi(l, f)$ — спектральная характеристика среды; Ψ_n — спектр импульса при $l = 0$.

Чтобы оценить влияние частотно-зависимого затухания на параметры импульса, необходимо определить параметры, характеризующие свойства среды. Запишем выражение для ее спектральной характеристики в виде

$$\Psi(l, f) = \Phi(l, f) e^{iX(l, f)}, \quad (\text{II.59})$$

где $\Phi(l, f)$ — амплитудная, а $X(l, f)$ — фазовая характеристики.

Пусть имеется тонкослоистая, статистически однородная поглощающая среда с горизонтальными границами, через которую по нормали распространяется импульсная волна с плоским фронтом. За счет влияния поглощения и тонкой слоистости интенсивность спектральных компонент импульса будет убывать с расстоянием по экспоненте, причем (см. гл. I) коэффициент затухания каждой компоненты будет равен сумме коэффициентов рассеяния и поглощения для данной частоты. Таким образом, амплитудная частотная характеристика среды для проходящей волны

$$\Phi(l, f) = e^{-\alpha(f)l},$$

где $\alpha(f) = \alpha_\pi(f) + \alpha_n(f)$ — эффективный коэффициент затухания; α_π и α_n — коэффициенты поглощения и рассеяния на неодиородностях. Если среда состоит из нескольких толстых слоев, каждый из которых характеризуется своим коэффициентом затухания $\alpha_i(f)$, то частотная характеристика такой среды

$$\Phi(l, f) = \prod_{i=1}^N B_i e^{-\alpha_i l_i},$$

где B_i — коэффициент прохождения через границу толстых слоев.

Значения коэффициентов прохождения B_i при типичных для осадочных пород величинах $\alpha(f)$ практически не изменяются в диапазоне сейсмических частот [6], поэтому произведение B_i представляет собой константу, не влияющую на форму частотной характеристики. С точностью до постоянного множителя

$$\Phi(l, f) = e^{-\sum \alpha_i l_i} = e^{-\alpha l},$$

где

$$\alpha = \alpha_{\text{ср}} = \frac{\sum \alpha_i l_i}{l}$$

— среднее значение коэффициента затухания; $l = \sum l_i$ — общая длина пути волны.

Согласно многочисленным экспериментальным данным (см. рис. 16) можно считать, что $\alpha(f)$ увеличивается с частотой по линейному или в более общем виде по степенному закону. В таком случае амплитудная характеристика среды

$$\Phi(l, f) = e^{-\delta f^{\eta}}, \quad (\text{II.60})$$

или

$$\Phi(l, f) = e^{-\delta f^{\eta_l}}.$$

В случае толстослоистой среды

$$\delta = \frac{\sum \delta_i l_i}{l}$$

(при условии, что значения η одинаковы во всех слоях).

Рассматриваемую модель среды можно считать минимально-фазовой [1, 120], благодаря чему фазовая характеристика определяется по амплитудной на основе соотношения

$$X(l, f) = \frac{2f}{\pi} \int_0^\infty \frac{\ln \Phi(l, v)}{v^2 - f^2} dv, \quad (\text{II.61})$$

где v — текущее значение частоты колебаний.

Анализ этого выражения показывает [1], что вклад весьма больших ($v \gg f$) и весьма малых ($v \ll f$) частот в общее значение интеграла представляет собой пренебрежимо малую величину. Поэтому значение $X(l, f)$ зависит только от поведения логарифма амплитудной характеристики $\Phi(l, v)$ в окрестности частоты f . Благодаря этому свойству интеграла, значение $X(l, f)$ можно найти, полагая, что $\Phi(l, v)$ удовлетворяет соотношению (II.60) на любых частотах, в том числе вне сейсмического диапазона, где истинная зависимость Φ от частоты неизвестна или не отвечает соотношению (II.60). После интегрирования и некоторых дополнительных преобразований из (II.61) получается формула для фазовой характеристики среды:

$$X(l, f) = -\frac{2\pi f}{v(f)} l, \quad (\text{II.62})$$

где в зависимости от вида показателя экспоненты в (II.60) скорость $v(f)$ следующим образом зависит от частоты:

при $\eta = 1$

$$\frac{1}{v(f)} = \frac{1}{v(f_0)} + \frac{\delta}{\pi^2} \ln \frac{f}{f_0}, \quad (\text{II.62a})$$

при $\eta \neq 1$

$$\frac{1}{v(f)} = \frac{1}{v(f_0)} + \frac{\delta}{2\pi} (f_0^{\eta-1} - f^{\eta-1}) \operatorname{tg} \frac{\pi\eta}{2}. \quad (\text{II.62b})$$

Здесь f_0 — произвольно выбранная фиксированная частота.

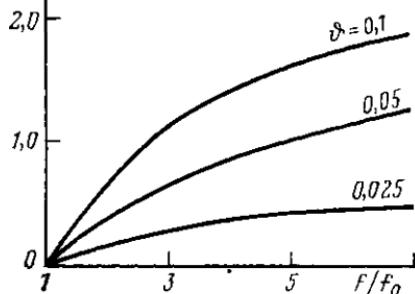
$\Delta v/v, \%$ 

Рис. 27. Изменение скорости при изменении частоты колебаний

В случае слоистой среды величина $v(f)$ в (II.62) имеет смысл средней скорости

$$v_{\text{ср}} = \sum l_i / \sum \frac{l_i}{v_i},$$

где $v_i = v_i(f)$ — скорости в отдельных пластах. Выражения (II.61) и (II.62) полностью определяют фазовую частотную характеристику, если известна скорость на какой-либо частоте f_0 . Если $v(f_0)$ не определено, соотношения позволяют найти форму фазовой характеристики, что достаточно для анализа изменений динамических особенностей распространяющегося через среду сейсмического импульса. В дальнейшем для определенности будем полагать, что f_0 — преобладающая частота импульса в начале его пути и что зависимость α от частоты линейна.

Из (II.62) следует, что в среде с частотно-зависимым затуханием скорость распространения колебаний зависит от частоты. Чтобы получить количественное представление об изменении скорости, воспользуемся соотношением $v(f) \approx v(f_0)$. Тогда из (II.62) получим

$$\frac{\Delta v}{v} = \frac{\vartheta}{\pi^2} \ln \frac{f}{f_0}, \quad (\text{II.63})$$

где $\vartheta = \delta v$ — декремент затухания; $\Delta v = v(f) - v(f_0)$.

Из формулы (II.63) и построенных по ней графиков (рис. 27) следует, что при характерных для консолидированных пород значениях декрементов 0,02—0,05 (см. рис. 16) изменение скорости составит доли процента даже при значительном (в 3—5 раз) различии частот. Заметный рост скорости с частотой может происходить только при больших (0,1 и выше) декрементах, свойственных (см. рис. 16) рыхлым породам в верхней части разреза. Изменение скорости с частотой, найденное экспериментально для рыхлых отложений, совпало с изменением, полученным теоретически по формуле (II.63).

Возвращаясь к выражению (II.59) для частотной характеристики среды, можно на основании (II.60) и (II.63) записать его в виде

$$\Psi(l, f) = e^{-\delta fl - 2i\pi fl} \left[1/v(f_0) + \frac{\vartheta}{\pi^2} \ln \frac{f}{f_0} \right]. \quad (\text{II.64})$$

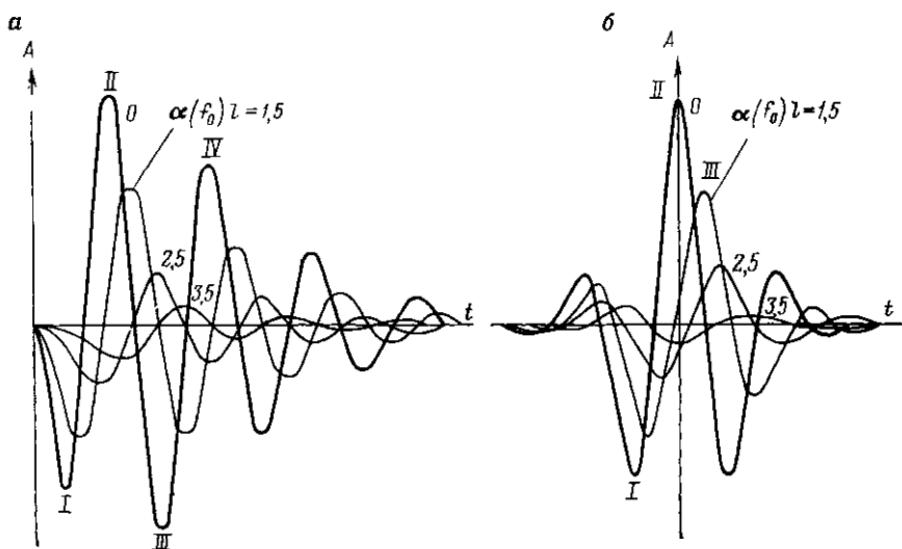


Рис. 28. Изменения формы и интенсивности импульсов в зависимости от расстояния.

a — импульс Берлаге; *b* — импульс с колокольной огибающей (амплитуды при $l=0$ уменьшены в 2,5 раза); *I—IV* — номера экстремумов

Найдем теперь на основании (II.58) выражение для $F(t, l)$, полагая, что

$$F(t, 0) = e^{-\beta^2 t^2} \cos 2\pi f_0 t. \quad (\text{II.65})$$

Первый сомножитель здесь отображает поведение огибающей, представляющей собой функцию колокольной формы, второй сомножитель соответствует гармоническому заполнению. Рис. 28 иллюстрирует изменения этого импульса, а также импульса Берлаге $F(t, 0) = te^{-\beta t} \sin 2\pi f_0 t$ в зависимости от пройденного расстояния. Приближенное аналитическое решение для импульса (II.65) имеет вид [2]

$$F(t, l) = e^{-\delta f_0 l + \frac{\delta^2 \beta^2 l^2}{4\pi^2}} e^{-\beta^2 \left[\tau + \frac{\delta}{\pi^2} l \right]^2} \cos 2\pi f_0 \left(1 - \frac{\beta^2 \delta}{2\pi^2 f_0} l \right) \tau, \quad (\text{II.66})$$

где $\tau = t - t_0$, $t_0 = l/v(f_0)$ — время распространения вдоль пути l гармонических колебаний с частотой f_0 .

Сравнение зависящих от времени сомножителей (II.66) с (II.65) показывает, что импульс $F(t, l)$ по-прежнему может рассматриваться как произведение колокольной огибающей и гармонического заполнения.

Первый сомножитель (II.66), зависящий от длины пути, показывает, что амплитуда огибающей колебания на расстоянии l

равна не единице, как это было в начале пути, а определяется величиной

$$e^{-\delta f_0 l + \frac{\beta^2 \beta^2 l^2}{4\pi^2}} = e^{-\alpha(f_0) l \left[1 - \frac{\beta^2 f_0^2}{4\pi^2 f_0^2} l \right]}.$$

Здесь учтено, что величина δf_0 равна коэффициенту затухания $\alpha(f_0)$ на преобладающей частоте импульса. Огибающая затухает с расстоянием медленнее, чем затухали бы гармонические колебания с частотой f_0 . Кроме того, затухание огибающей уменьшается с расстоянием и зависит от отношения β/f_0 , т. е. от формы импульса. Если аппроксимировать функцию затухания огибающей соотношением $e^{-\alpha_{oc} l}$, где α_{oc} — коэффициент ослабления, то отличие коэффициента ослабления огибающей от коэффициента затухания $\alpha(f_0)$, характеризующего свойства среды на преобладающей частоте импульса, составит

$$\frac{\alpha(f_0) - \alpha_{oc}}{\alpha(f_0)} = \frac{\beta^2}{4\pi^2 f_0^2} \alpha(f_0) l.$$

Для сейсмических импульсов величина $\beta^2/4\pi^2 f_0^2$ обычно не превышает 0,1. Следовательно, вплоть до расстояний, на которых $\alpha(f_0)l \leq 1,0$, различие коэффициентов α_{oc} и $\alpha(f_0)$ будет составлять до нескольких процентов. При характерных для консолидированных осадочных пород значениях α , составляющих на частоте 30 Гц 10^{-4} м⁻¹, указанные расстояния составляют несколько километров.

Второй сомножитель в (II.66) определяет форму огибающей на расстоянии l . С точностью до значения первого сомножителя, который вследствие его независимости от времени можно рассматривать как постоянный для каждого расстояния коэффициент, в моменты времени

$$t - l \left[\frac{1}{v(f_0)} - \frac{\delta}{\pi^2} \right]$$

значения огибающей импульса $F(t, l)$ равны значениям огибающей импульса $F(t, 0)$. Это означает, что для рассматриваемого импульса форма огибающей не меняется с расстоянием, а скорость ее перемещения, т. е. групповая скорость распространения импульса

$$v_{gp} = \frac{v(f_0)}{1 - \frac{\delta}{\pi^2} v(f_0)} = \frac{v(f_0)}{1 - \frac{\beta^2}{\pi^2}}. \quad (\text{II.67})$$

Таким образом, импульс движется с групповой скоростью, превышающей скорость распространения синусоидальных колебаний с частотой f_0 .

Последний сомножитель в (II.66) показывает, что частота гармонического заполнения уменьшается с расстоянием, причем тем быстрее, чем короче импульс (больше β/f_0):

$$f_{np}(l) = f_0 \left(1 - \frac{\beta^2 \alpha(f_0)}{2\pi^2 f_0^2} l \right). \quad (\text{II.68})$$

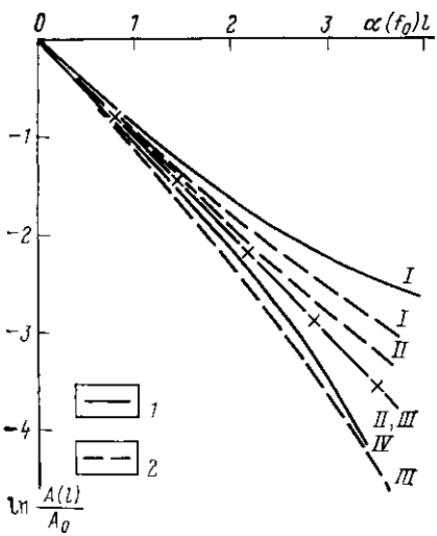


Рис. 29. Затухание с расстоянием амплитуд экстремумов импульса Берлаге (1) и импульса с колокольной огибающей (2) в среде с линейной зависимостью коэффициента затухания от частоты.

Крестиками показано затухание амплитуд гармонических колебаний той же частоты, что и преобладающая частота импульсов при $l=0$. I—IV — номера экстремумов на рис. 28

Скорость распространения гармонического заполнения равна $v(f_0)$, т. е. меньше скорости огибающей. Различие фазовой $v(f_0)$ и групповой v_{gr} скоростей при характерных для осадочных толщ значениях декрементов (приблизительно 10^{-2}) составляет, как это следует из (II.67), доли процента. При значительной длине пройденного пути это различие приводит к заметному смещению экстремумов ближе к концу импульса. За счет этого затухание с расстоянием начальных экстремумов импульса оказывается меньше, а затухание конечных экстремумов больше, чем затухание огибающей. Определив значения времен экстремумов и подставив их в выражение для огибающей, получим [2] формулу для определения затухания амплитуд экстремумов A_3 . Для центрального экстремума, который в начале пути совпадает с максимумом огибающей, эта формула имеет вид

$$A_3(l) = e^{-\delta f_0 l + 0,015 \frac{\beta^2}{f_0^2} l^2} = e^{-\alpha(f_0) l + 0,015 \frac{\beta^2}{f_0^2} l^2}.$$

Коэффициент ослабления α_{oc} центрального экстремума меньше коэффициента $\alpha(f_0)$ и, кроме того, так же как и коэффициент ослабления огибающей, зависит от формы импульса и пройденного расстояния. Из этой формулы и рис. 29 следует, что при небольших значениях $\alpha(f_0)l$ различие α_{oc} и $\alpha(f_0)$ для наиболее интенсивного центрального экстремума импульса незначительно. Для экстремумов, отстоящих от максимума огибающей на период или больше, различие α_{oc} и $\alpha(f_0)$ становится заметным.

Поскольку для волн, отраженных от границ на глубинах до нескольких километров, величина $\alpha(f_0)$ близка 10^{-4} м^{-1} , можно без существенной погрешности считать, что затухание огибающей импульса и наиболее интенсивных его экстремумов происходит по экспоненциальному закону. Коэффициент ослабления огибающей

и экстремумов близок к коэффициенту затухания $\alpha(f_0)$, характеризующему свойства среды на частоте f_0 , равной преобладающей частоте импульса.

Проведенный анализ относился к импульсу (II.65), не имеющему в отличие от реальных колебаний первого вступления. Учет первого вступления волны, как показывают специальные исследования [4], почти совпадает с полученными результатами, за исключением того, что у колебания, имеющего вступления, по мере увеличения пройденного пути начальная часть огибающей и вместе с ней первый полупериод постепенно растягиваются и выполаживаются (см. рис. 28, а). Выполаживание с расстоянием вступлений реальных импульсов позволяет использовать для аппроксимации сейсмических колебаний импульс с колокольной формой огибающей.

Результаты проведенного анализа показывают неправомочность некоторых выводов, полученных при анализе влияния затухания на характеристики δ -импульса. В частности, нет оснований опасаться резкого несовпадения групповых и фазовых скоростей сейсмических колебаний, о весьма существенном различии которых говорится в работе [126]. Нет также оснований отказываться от использования экспоненциальной зависимости при оценке коэффициентов затухания амплитуд экстремумов, как это предлагалось в некоторых других работах.

Коэффициенты отражения

По данным каротажа в разрезе осадочных отложений выделяется большое число границ, расположенных на расстояниях десятых или сотых долей длин волн, используемых в сейсморазведке. Несколько упрощенно будем считать, что на каждой границе скорости и плотности скачкообразно увеличиваются или уменьшаются¹. При распространении колебаний любая из этих границ приводит к возникновению отраженной волны, отношение амплитуды которой к амплитуде падающей волны является коэффициентом отражения K . При нормальном падении волны на границу идеально-упругих сред коэффициент отражения определяется перепадом акустических жесткостей на контакте

$$K_c = \frac{\rho_{i+1}v_{i+1} - \rho_i v_i}{\rho_{i+1}v_{i+1} + \rho_i v_i}, \quad (\text{II.69})$$

где индекс i соответствует параметрам слоя, из которого падает волна, индекс $i+1$ — параметрам слоя, находящегося под границей.

В средах со слабой дифференциацией упругих свойств, например в песчано-глинистых толщах, абсолютные значения коэффициентов отражения обычно составляют до 0,1. В средах с резкой дифференциацией, например в терригенно-карбонатных и карбо-

¹ При таком упрощении не принимается во внимание существование отражающих границ, на которых скачкообразно изменяются не сами скорости и плотности, а их производные.

натно-галогенных толщах, коэффициенты отражения для нормального падения волн достигают 0,2—0,3.

При наклонном падении коэффициент отражения дополнительно зависит от скоростей поперечных волн в контактирующих средах. Если углы падения меньше критического угла $i < \arcsin v_i/v_{i+1}$ (при отражении от среды с большей скоростью) или не превышают $40\text{--}50^\circ$ (при отражении от среды с меньшей скоростью), изменение коэффициента отражения по сравнению со случаем нормального падения, найденного с учетом корреляционной связи скоростей продольных и поперечных волн (см. рис. 7), как правило, невелико.

Форма отраженной от границы двух сред волны совпадает с формой падающего колебания, если только угол падения меньше критического.

Коэффициенты отражения (II.39) в основном распределены по закону, близкому к нормальному (гауссовому). Однако число больших коэффициентов выше, чем это можно было бы ожидать исходя из нормального распределения [28]. Это обстоятельство способствует появлению доминирующих интенсивных отраженных волн.

Тонкая слоистость реальных сред проявляется в виде интерференции волн, отраженных от близко расположенных границ. Интерференция может приводить как к усилению, так и к ослаблению колебаний, но в среднем соотношение интенсивностей отраженных волн соответствует отмеченному выше характеру распределения коэффициентов отражения, т. е. наряду с большим числом слабых колебаний возникает некоторое количество сравнительно интенсивных волн. Нередко такие волны соответствуют границам литолого-стратиграфических комплексов, на контактах которых происходят более резкие изменения упругих свойств. Заметим, что термин коэффициент отражения используют для обозначения соотношения отраженной и падающей волн в случае интерференционных отражений от тонкослоистых пачек, но в таком случае этот коэффициент характеризует не только изменение пород на отдельных границах, но и мощности прослоев в пачке. Поэтому общей закономерностью волн, отраженных от тонкослоистых пачек, является зависимость их формы и частотного состава не только от соответствующих динамических характеристик падающей волны, но и от структуры пачки и угла падения волны на нее, благодаря чему частотный состав и форма отдельных отражений заметно различны. При типичной для осадочных пород скоростной дифференциации изменение относительных запаздываний интерферирующих между собой волн невелико в диапазоне углов падения на кровлю пачек примерно до $20\text{--}30^\circ$, что при пологом залегании границ соответствует расстояниям от источника, равным глубине залегания отражающей границы. На соответствующих расстояниях динамические особенности колебаний меняются плавно и мало отличаются от особенностей отражения, возникающего при нормальном падении на отражающую пачку (рис. 30).

До сих пор образование отраженных волн рассматривалось в рамках идеально-упругой модели. Представляет интерес оценить

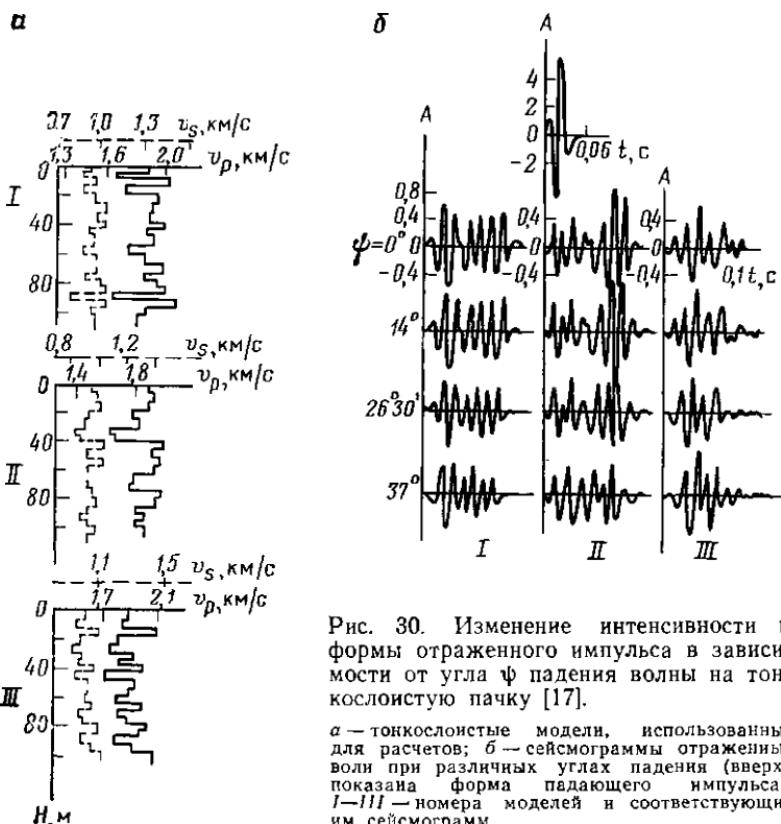


Рис. 30. Изменение интенсивности и формы отраженного импульса в зависимости от угла ϕ падения волн на тонкослоистую пачку [17].

a — тонкослоистые модели, использованные для расчетов; *b* — сейсмограммы отраженных волн при различных углах падения (вверху показана форма падающего импульса). I—III — номера моделей и соответствующих им сейсмограмм.

влияние частотного затухания не только на характеристики волн, распространяющихся через среду, как это было сделано выше, но и на коэффициенты отражения. Физической причиной изменения этих коэффициентов является только наличие поглощения в среде. Рассеяние на границах, хотя и приводит к частотному затуханию, не влияет на значения коэффициентов отражения, так как не меняет соотношений между деформациями и напряжениями.

Пусть в однородной среде распространяется плоская синусоидальная (в каждой точке) волна смещений, экспоненциально затухающих с расстоянием:

$$F(t) = A_0 e^{-\alpha(f)t} \sin 2\pi f \left[t - \frac{l}{v(f)} \right]. \quad (\text{II.70})$$

Из второго закона Ньютона следует, что уравнение движения среды

$$\rho \frac{\partial^2 F}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma}{\partial l},$$

где σ — упругое напряжение в среде, ρ — ее плотность.

Подставив сюда значение F из (II.70) и проинтегрировав полученное выражение, найдем, что напряжение в среде

$$\sigma = 4\pi^2 A_0 f^2 e^{-\alpha(f)t} \cos \left[2\pi f \left(t - \frac{l}{v(f)} \right) + \varphi \right],$$

где

$$\varphi = \operatorname{arctg} \frac{\alpha(f)v(f)}{2\pi f}.$$

Деформацию ϵ определим, продифференцировав (II.70) по t :

$$\epsilon = -A_0 \left(\alpha^2 + \frac{4\pi^2 f^2}{v^2(f)} \right) e^{-\alpha(f)t} \cos \left[2\pi f \left(t - \frac{l}{v(f)} \right) - \varphi \right].$$

Из сопоставления выражений для напряжений и деформаций следует, что соотношение между их абсолютными величинами имеет вид (с учетом $\alpha^2 v^2 / f^2 = \theta^2$)

$$|\sigma| = \frac{\rho v^2}{1 + \frac{\theta^2}{4\pi^2}} |\epsilon|.$$

Фазы напряжений и деформаций отличаются на угол $\varphi = 2\operatorname{arctg} \frac{\theta}{2\pi}$. В идеально-упругой среде сдвиг фаз не существует

и $\sigma = \rho v^2 \epsilon$. Таким образом, одним и тем же максимальным напряжениям в поглощающей среде соответствуют меньшие деформации, чем в идеально-упругой.

Применив к экспоненциальному затухающим волнам условия непрерывности напряжений и смещений на границе, можно, как и в случае идеально-упругой среды, найти выражения для коэффициентов отражения. В частном случае нормального падения плоской волны на границу двух сред с акустическими жесткостями $\rho_i v_i$ и $\rho_{i+1} v_{i+1}$ и декрементами поглощения θ и θ_{i+1} определим модуль коэффициента отражения

$$|K| = \left[\frac{4\pi^2 (\rho_{i+1} v_{i+1} - \rho_i v_i)^2 + (\theta_i \rho_{i+1} v_{i+1} - \theta_{i+1} \rho_i v_i)^2}{4\pi^2 (\rho_{i+1} v_{i+1} + \rho_i v_i)^2 + (\theta_i \rho_{i+1} v_{i+1} + \theta_{i+1} \rho_i v_i)^2} \right]^{0.5}. \quad (\text{II.71})$$

Это выражение отличается от выражения (II.69) наличием дополнительных слагаемых в числителе и знаменателе, зависящих от значений декрементов поглощения. Исключением является случай равенств декрементов $\theta_i = \theta_{i+1}$, при котором значения K совпадают. Интересно отметить, что различие декрементов приводит к образованию отраженных волн даже если акустические жесткости ρv контактирующих сред равны, когда в идеально-упругой среде отражение не существует.

Поскольку скорость и декремент поглощения зависят от частоты, значения K в отличие от идеально-упругих сред будут частотно-зависимыми.

При небольших ($\theta < 0.1$) декрементах поглощения модули коэффициентов отражения весьма незначительно изменяются с частотой

и несущественно отличаются от значений тех же коэффициентов в идеально-упругой среде [6]. При сильном затухании зависимость коэффициентов от частоты и отличие их от коэффициентов в идеально-упругой среде проявляется достаточно резко, особенно в случае слабой скоростной дифференциации. На коэффициенты прохождения колебаний (отношение амплитуд прошедшей через границу и падающей на нее волны) так же, как и на коэффициенты отражения, влияет затухание. Как и для коэффициентов отражения, эффект становится заметным только при больших декрементах поглощения $\theta > 0,1$.

Рассматриваемые среды отличаются от идеально-упругих появлением сдвигов фаз между падающей отраженной и проходящей волной, которые в отсутствие затухания тождественно равны нулю. Хотя на каждой границе сдвиг невелик, он может стать значительным в процессе распространения импульса через многослойную среду.

5. ИЗУЧЕНИЕ СВОЙСТВ ВОЛН В ТОНКОСЛОИСТЫХ СРЕДАХ

Расчеты волновых полей для тонкослоистых сред являются средством математического моделирования сейсмической записи, соответствующей конкретно заданному строению среды. Чаще всего моделирование используется для выявления и приблизительной количественной оценки эффектов, которые могут наблюдаться в реальных условиях при априорно допустимых особенностях геологического строения. В тех случаях, когда удается добиться доверительной согласованности между свойствами рассчитанного и наблюденного волнового поля, появляется основание для предположения о возможной аналогии между физическим строением соответствующей модели и реального геологического разреза. Расчеты синтетических волновых полей важны и для выбора опимальных способов наблюдения, обработки и анализа материалов. Основой получения синтетической сейсмической записи являются математические способы расчета волновых полей в слоистых средах и способы формирования моделей сред, основанные на анализе геологической, геофизической и петрофизической информации о конкретном разрезе.

Способы расчета синтетических сейсмограмм

В процессе моделирования используют ряд упрощающих предположений о строении среды, благодаря чему создаются возможности применения того или иного математического аппарата. Для метода отраженных волн обычно вполне приемлемо представление о среде, как о совокупности тонких (по отношению к длине волны) однородных слоев. Для имитации отдельных трасс временных разрезов при пологом залегании границ и использовании наблюдений, выполненных на небольших по сравнению с глубиной залегания границ удалениях от источника, допустимо ограничиться горизон-

тально-слоистой моделью. Даже для столь простого строения получение решений лимитируется ограниченными возможностями современных ЭВМ, в связи с чем необходимы дополнительные упрощения. Наиболее распространенным является предположение о плоской форме фронта волны. В таком случае моделирование сводится к решению одномерной задачи — задаются только глубины залегания границ под источником и свойства пород между границами, а в результате расчета получается одна синтетическая трасса. Соответствующий подход известен под названием методики синтетических сейсмограмм.

При использовании синтетических сейсмограмм не учитывается влияние геометрического расхождения на соотношения интенсивностей отдельных волн. Поскольку при обработке полевых материалов по методике восстановления амплитуд влияние расхождения компенсируется (хотя и с различной степенью точности для однократных и кратных волн), результаты расчетов синтетических сейсмограмм в той или иной степени адекватно отображают реальную волновую картину.

Существуют два основных способа расчета синтетических сейсмограмм — спектральный и временной.

Первый способ более универсален, так как позволяет в полной мере учсть влияние частотно-зависимого поглощения на кинематические и динамические характеристики волн. Сущность его заключается в определении частотной характеристики слоистой среды и последующем применении обратного преобразования Фурье к произведению этой характеристики на спектр выходящего из источника импульса $\Psi_{\text{и}}$ и на спектральную характеристику приемника $\Psi_{\text{пр}}$.

Пусть задана слоистая поглощающая среда (рис. 31), покрывающая поглощающее полупространство со скоростью распространения волн v_0 (на произвольной фиксированной частоте), плотностью ρ_0 и зависящим коэффициентом поглощения (затухания)

$$a_0 = \delta_0 f^{n_0}$$

Источник волн расположен в пласте с номером q на глубине Δh_q от его кровли, приемник находится в j -м пласте на глубине Δh_j от его кровли. Заданы спектр (или форма) излучаемого источником импульса и частотная характеристика приемника. Требуется определить сейсмограмму $F(t)$, записанную приемником. На основании обратного преобразования Фурье

$$F(t) = \int_0^{f_{\max}} \Psi_{\text{i}} \Psi_{\text{пр}} \Psi_{\text{ср}} e^{2\pi i f t} df, \quad (\text{II.72})$$

где f_{\max} — максимальная частота, выше которой энергия спектра заданного импульса пренебрежимо мала.

Покажем, как можно вычислить частотную характеристику среды. Значения коэффициентов отражения от кровли и подошвы каждого пласта определяются формулой (II.71). Используя ее,



Рис. 31. Схема строения многослойной среды (a) и двухслойная эквивалентная модель (б), используемая для определения частотной характеристики

шиеся вниз (в том же направлении, что и падающая волна), получим выражение для коэффициента прохождения через слоистую пачку. Для одного слоя формула коэффициента прохождения имеет вид

$$B_r = \frac{(1 + K_r)(1 + K_{r-1})m_r}{1 + K_r K_{r-1} m_r}. \quad (\text{II.74})$$

Перейдем теперь к способу определения спектральной характеристики среды. Заменим заданную многослойную среду эквивалентной двухслойной моделью (см. рис. 31, б), в одном из слоев которой (верхнем) находится источник, а в другом приемник. Коэффициент отражения от кровли первого слоя примем равным коэффициенту отражения K_{p-q} от $p - q$ слоев, покрывающих источник в первоначальной модели, а коэффициент отражения от подошвы первого слоя примем равным коэффициенту отражения от $q - 1$ слоя, расположенных в первоначальной модели ниже источника. Аналогично коэффициенты отражения от кровли и подошвы второго слоя примем равными коэффициентам отражения K_{p-q} , K_{j-1} от пачек пластов, расположенных в заданной слоистой среде

найдем комплексное выражение для коэффициента отражения от пласта в целом [19]:

$$K_n = \frac{K_r + K_{r-1}m_r}{1 + K_r K_{r-1}m_r}, \quad (\text{II.73})$$

где

$$m_r = e^{-2h_r \alpha_r - 2\pi i \tau_r f};$$

$r, r - 1$ — индексы границ пласта;
 τ_r — время пробега через пласт.

Получив выражение коэффициента отражения от одного слоя, нетрудно, используя тот же подход, получить формулу для вычисления коэффициента отражения от пачки слоев. Для этого вначале определяется коэффициент отражения от двух нижних слоев пачки, причем вместо коэффициента отражения от подошвы верхнего из двух слоев подставляется выражение (II.73). Получив формулу для вычисления коэффициента отражения для двух слоев, переходят к определению выражения коэффициента отражения от трех слоев и т. д.

Аналогично, но только рассматривая волны, распространяю-

выше и ниже приемника. Коэффициент прохождения через границу первого и второго слоя эквивалентной модели будет равен коэффициенту прохождения B_{q-j-1} через $q - j - 1$ пластов, которые в первоначальной модели расположены между источником и приемником. В эквивалентной модели от источника в приемник придут следующие волны:

- прямая волна с комплексной амплитудой, равной B_{q-j-1} ;
- волна, отраженная от кровли первого пласта с амплитудой $K_{p-q}B_{q-j-1}$;
- волны второй, третьей и т. д. кратностей от границ первого пласта с амплитудами $K_{p-q}K_{q-1}B_{q-j-1}$, $(K_{p-q}K_{q-1})^2B_{q-j-1}$ и т. д.;
- волна, отразившаяся от подошвы второго пласта, с амплитудой $B_{q-j-1}K_{j-1}$;
- волны второй, третьей и т. д. кратностей от границ второго пласта с амплитудами $B_{q-j-1}K_{j-1}K_{p-j}$, $B_{q-j-1}(K_{j-1}K_{p-j})^2$ и т. д.

Суммируя все эти волны, получим выражение для Ψ_c . В частном случае, когда источник и приемник расположены точно на кровле и точно на подошве пластов с номерами q и j , будем иметь

$$\Psi_c = \frac{B_{q-j-1}m_{0,5q}(1 + K_{j-1}m_{0,5j})}{(1 - K_{q-1}K_{p-q}m_q)(1 - K_{j-1}K_{p-j}m_j)}, \quad (\text{II.75})$$

где

$$m_q = e^{-2h_q \alpha_q - 2\pi i \tau_q f}; \quad m_{0,5q} = e^{-h_q \alpha_q - \pi i \tau_q f},$$

а выражения для m_j и $m_{0,5j}$ получим, заменив индексы q на j .

После подстановки (II.75) в (II.72) получим выражение для вычисления синтетической сейсмограммы.

Второй способ вычисления синтетических сейсмограмм, предусматривающий проведение расчетов во временном представлении, используют в тех случаях, когда влиянием поглощения (частотного затухания) в пластах можно пренебречь. Этот способ отличается высокой экономичностью затрат машинного времени [27]. Исследуемая среда представляется серией пластов с равными временами пробега τ в них волн, обычно τ равно 0,002 или 0,001 с. В случае необходимости каждый более мощный пласт делится на соответствующее число менее мощных прослоев с идентичными свойствами и временем пробега, равным принятой дискретности (например, 0,002 с). Для каждой из границ определяют коэффициенты отражения. В рамках рассматриваемой модели, состоящей из системы идеально-упругих слоев с равными временами пробега, оказывается справедливым равенство, позволяющее определять амплитуду колебаний на границе r в заданный момент времени t по амплитудам колебаний на той же границе и двух соседних ($r-1$ и $r+1$) в предшествующие моменты:

$$A_r(t) = (1 + K_r) A_{r+1}(t - \tau) + (1 - K_r) A_{r-1}(t - \tau) - A_r(t - 2\tau), \quad (\text{II.76})$$

где $A_r(t)$ — амплитуда колебания на границе r в момент t , если среда возбуждается импульсным источником.

Рекуррентное соотношение позволяет, последовательно переходя ко все большим временам, вычислить с дискретностью τ амплитуды импульсной сейсмограммы, т. е. реакцию среды на единичный импульс. Для получения синтетической сейсмограммы производится свертка найденной импульсной сейсмограммы с колебанием, соответствующим по форме волне, возбуждаемой реальным источником.

Методику расчета синтетических сейсмограмм можно использовать для расчета синтетических временных разрезов. Для этого необходимо, чтобы конфигурация границ вдоль разреза была достаточно простой, углы наклона и кривизна не оказывали существенного влияния на динамические особенности волн. По законам геометрической сейсмики на таких разрезах трассируются лучи, которые нормальны к отражающим границам, т. е. возвращаются к расположенным на поверхности источникам колебаний. Вдоль каждого луча определяются мощности и другие параметры пересекаемых им пластов. Затем, предполагая, что луч ортогонален всем пересекаемым границам (а не только отражающей), рассчитывают синтетическую сейсмограмму, используя один из указанных выше способов. Совокупность таких сейсмограмм образует синтетический временной разрез (см. рис. 62).

Недостатки способов расчета синтетических сейсмограмм — ограничение возможностей анализа волнового поля только нормальным падением волны на границы и неучет геометрического расхождения. Это стимулирует интерес к разработке более универсальных способов математического моделирования. Основная сложность связана с тем, что для ненулевых расстояний от источника требуется учитывать явление образования обменных волн.

Расчеты, выполняемые в рамках толстослоистых моделей, оказываются достаточно просты для реализации, но полученные при этом сейсмограммы, как правило, не отображают сложность динамических особенностей отражений, возникающую в процессе образования и распространения волн в реальных тонкослоистых средах.

Для тонкослоистых сред резко усложняется математическая реализация алгоритмов и существенно повышаются требования к точности процесса, что приводит к большим затратам машинного времени.

Сейсмограммы, рассчитываемые для ненулевых расстояний от источника, будем называть теоретическими. В целях обеспечения приемлемого времени расчетов теоретические сейсмограммы рассчитывают для отдельных волн, соответствующих определенным интервалам разреза. В таком случае модель среды детально задается лишь для части разреза, ответственной за формирование основных динамических особенностей колебаний. Для отраженных волн это обычно означает, что детально должно быть задано только строение тонкослоистой отражающей пачки, а покрывающая ее среда может быть аппроксимирована совокупностью толстых однородных или градиентных слоев. При расчетах для волны заданного типа, например однократной продольной, геометрическое расхо-

ждение и затухание в среде над границей учитываются по формуле лучевого приближения.

Для учета влияния тонкой слоистости отражающей пачки применяется ряд подходов. В работе [77] предлагается, определив угол падения луча на тонкослоистую пачку, рассчитывать коэффициент отражения от пачки, полагая фронт волны плоским, а свойства пород в пачке — неизменными по горизонтали. Предположение о плоской форме фронта искажает интерференционные явления, происходящие внутри тонкослоистой пачки, но при не очень больших углах падения и значительной глубине пачки такие искажения будут невелики. Поэтому алгоритм, предложенный в [77], позволяет получить правдоподобное представление об изменении колебаний с удалением от источника при постоянном вдоль профиля строении отражающей пачки (рис. 32).

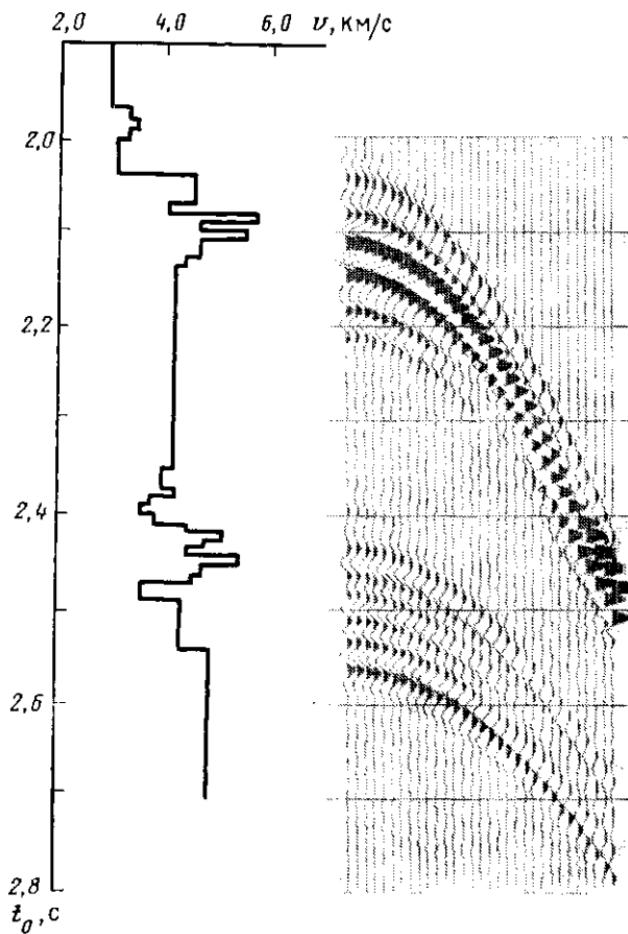


Рис. 32. Скоростная модель для продольных колебаний и двухмерная теоретическая сейсмограмма

Развитием и обобщением рассматриваемого способа является «рефлективный» метод [81]. В этом методе используется возможность представления волны с неплоским фронтом в виде суммы элементарных плоских волн, падающих на границу под различными углами [19]. Для плоских волн определяют коэффициент отражения от пачки, а затем находят форму и интенсивность отраженной волны с неплоским фронтом путем суперпозиции элементарных отраженных волн с плоскими фронтами.

Другой подход, позволяющий учесть кривизну фронта, основан на использовании лучевого приближения. Методами геометрической сейсмики определяют траектории лучей всевозможных волн, приходящих из источника в приемники. Так как число таких волн даже для сравнительно простых тонкослоистых моделей чрезвычайно велико, проводится автоматическая селекция волн, оказывающих доминирующее влияние на формирование отражения, а затем колебания, соответствующие выбранным волнам, суммируются. Достоинством такого подхода является возможность его применения в случае сложно построенных сред, в том числе неоднородных в горизонтальном направлении. Однако селекция многократных волн с близкими временами прихода может в ряде ситуаций представлять трудно разрешимую проблему.

Использование лучевого метода (так же как и рефлективного) затруднено при оценке влияния дифрагированных волн. В этих случаях большое значение имеют приближенные способы [129], позволяющие определять особенности волнового поля для объектов, характеризующихся резкой изменчивостью упругих характеристик (выклинивания, разломы, скачкообразные изменения коэффициентов отражения). За счет пренебрежения теми или иными особенностями реального волнового процесса, например возникновением обменных волн или кривизной фронта, приближенные способы дают возможность изучить общие особенности волновой картины в зонах дифракции (см. рис. 61).

Быстрое развитие вычислительной техники позволяет надеяться на применение в будущем прямых способов моделирования волнового уравнения.

Выбор моделей

Физические модели для расчета синтетических и теоретических сейсмограмм определяют по данным скважинных измерений с учетом результатов полевой сейсморазведки. Материалы совокупности каротажных измерений используют для выделения тонких пластов и оценки их физических свойств. Данные сейсморазведки учитывают при разбиении разреза на тонкослоистые пачки, соответствующие отражающим границам и другим толщам, подлежащим детальному изучению, и на толстые слои, наличие которых влияет на кинематические особенности волн. Толстыми слоями обычно аппроксимируют верхнюю часть покрывающей среды, а также ин-

тервалы разреза, которым не соответствуют интенсивные отражения.

При расчетах синтетических временных разрезов данные сейсморазведки помогают также задать конфигурацию границ. При выборе модели следует учитывать, что чем конкретнее выводы расчетов, тем выше требования к точности задания параметров пластов. Оптимальная детальность тонкослоистых интервалов моделей достигается, если мощность каждого составляющего их прослой не превышает $0,05 - 0,1\lambda$, где λ — преобладающая длина распространяющейся в среде волны [27]. При использовании обычного для сейсморазведки диапазона частот это условие означает, что мощности тонких слоев модели должны составлять несколько метров. Положение границ тонких пластов определяют путем выделения литологически однородных слоев по совокупности данных каротажа. Использование для этой цели данных только одного какого-либо метода, в том числе данных акустического каротажа, нежелательно, так как разнообразные погрешности измерений могут заметно искажать реальную картину напластований.

Скорости продольных волн в тонких пластах наиболее точно определяются по данным акустического каротажа. Однако из-за технических ограничений аппаратуры и малого радиуса проникновения энергии регистрируемых колебаний скорости нередко определяют с погрешностью, особенно при изучении низкоскоростных пород. Наблюдаются как незакономерно изменяющиеся по разрезу, так и систематические погрешности, обычно проявляющиеся в занижении скорости. В случае необходимости коррекция данных осуществляется путем сравнения вертикальных годографов, построенных по акустическому каротажу с аналогичными годографами сейсмического каротажа. Для построения моделей используют только скорости, полученные в интервалах разреза, где данные обоих методов совпадают (с погрешностью до нескольких процентов) или где разность времен вертикальных годографов линейно изменяется с глубиной. В последнем случае для вычисления скоростей используют не значения интервальных времен Δt_1 , снятые с диаграмм скважинных акустических измерений, а исправленные значения $\Delta t_2 = p \Delta t_1$. Поправочный коэффициент p равен отношению приращений времен по вертикальным годографам сейсмического (СК) и акустического (АК) каротажей $\Delta T_{СК}/\Delta T_{АК}$ на концах интервала, где разность времен этих годографов линейна.

При отсутствии данных акустического каротажа скорость оценивают косвенным путем. Наиболее распространена методика построения детального скоростного разреза по промыслово-геофизическим данным на основе многомерного корреляционного анализа. Для его использования необходимо, чтобы на основе промысловых исследований в соседних районах были получены корреляционные зависимости между акустическими и другими геофизическими параметрами исследуемых толщ.

Как правило, для получения корреляционных связей используют кажущееся электрическое сопротивление (каротаж сопро-

тивлений), интенсивность первичного (гамма-каротаж) и вторичного (нейтронный гамма-каротаж) радиоактивного излучений. Физической основой поиска корреляционной зависимости является то, что значения скорости распространения колебаний, сопротивления и радиоактивности зависят от пористости породы. Однако механизм этой зависимости для каждого параметра различен, кроме того, на значения каждого из них влияют факторы, не оказывающие существенного воздействия на другие параметры. Для получения достаточно тесных связей необходимо строить корреляционные зависимости отдельно для каждого литологического типа пород или для определенных литолого-стратиграфических толщ. После получения корреляционных уравнений, характеризующихся достаточно малой погрешностью прогноза скорости (ориентировочно до 10 %), разрез, для которого необходимо построить модель, расчленяется на тонкие, литологически однородные пласты. Для каждого пласта по материалам скважинных исследований находят значения геофизических характеристик (сопротивление, интенсивность излучения) и по корреляционным зависимостям прогнозируют значения скоростей. Прогнозные скорости необходимо проконтролировать и в случае необходимости откорректировать по данным сейсмического каротажа.

Результаты расчетов волновых полей зависят, помимо скорости продольных волн, от плотности пород, а при использовании двухмерных теоретических сейсмограмм — и от скорости поперечных волн. Кроме того, часто необходимы данные о диссипативных свойствах пород. Детальные сведения об этих параметрах, как правило, отсутствуют и для их получения наиболее целесообразно использовать корреляционные зависимости ρ , v_s и декремента поглощения от скорости продольных волн (см. рис. 7, 16).

Выбор модели в определенной степени зависит от задач, которые должны быть исследованы с помощью математического моделирования. Так, для изучения изменений волнового поля, обусловленных горизонтальной изменчивостью свойств пород вдоль профиля, достаточно ограничиться определением детального строения горизонтально-неоднородной толщи, включая вмещающие породы мощностью, равной преобладающей длине волн. Покрывающая среда может задаваться в виде одного или нескольких толстых слоев. Частотное затухание мало отразится на соотношении интенсивностей волн от близко расположенных границ и поэтому его можно не учитывать.

СПОСОБЫ ОБРАБОТКИ ПОЛЕВЫХ МАТЕРИАЛОВ

Состав и свойства пород геологического разреза оценивают по данным сейсморазведки (скорость распространения волн, затухание колебаний, коэффициенты отражения от границ напластований и акустические жесткости пород). Надежная оценка указанных характеристик осадочных отложений возможна лишь при достаточно высоком отношении сигнал/помеха и использовании довольно сложных способов обработки данных полевых наблюдений. Это предопределяет необходимость применения методики ОГТ, обеспечивающей эффективное ослабление уровня помех за счет накапливания энергии однократных отражений и применения при обработке мощных ЭВМ, позволяющих реализовать сложные процедуры анализа и преобразования информации. Обобщенная схема последовательности процедур цифровой обработки, используемых при решении задач прогноза состава и свойств пород, показана на рис. 33. В начале обработки проводится специальное преобразование амплитуд — восстановление, за счет чего создаются благоприятные условия для выполнения ряда последующих этапов обработки и интерпретации.

6. ВОССТАНОВЛЕНИЕ АМПЛИТУД

В течение длительного периода для регулировки амплитуд используется способ автоматической регулировки усиления (АРУ). Он обеспечивает получение вполне приемлемых результатов при решении структурных задач, а также при скоростном анализе и определении параметров затухания, если оно выполняется по спектральным особенностям сейсмической записи.

В последние годы взамен АРУ все в больших масштабах используется процедура восстановления амплитуд.

Под термином «восстановление амплитуд» понимают обработку, после которой соотношение амплитуд отражений соответствует (с той или иной степенью приближения, зависящей от характера исходных данных, особенностей алгоритма и т. п.) соотношению коэффициентов отражения в изучаемой среде.

Результаты обработки полевых материалов, выполненной с восстановлением амплитуд, используются для структурных построений, анализа скоростей и затухания по меньшей мере с тем же успехом, что и результаты, полученные с применением цифрового АРУ. Вместе с тем методика восстановления амплитуд обеспечивает получение принципиально новых геологических данных по сравнению с обработкой, использующей АРУ. Прежде всего это

относится к выявлению аномалий коэффициентов отражения вдоль геологических границ (рис. 34). Сохранение на разрезах соотношений коэффициентов отражения от разных по глубине границ позволяет перейти от разрезов, отображающих амплитуды коэффициентов отражения, к разрезам, отображающим соотношение акустических жесткостей пород. По таким разрезам удается определить параметры (мощность, скорость, плотность) таких (десятки метров) слоев.

Благодаря восстановлению амплитуд расширились возможности использования для геологической интерпретации динамических

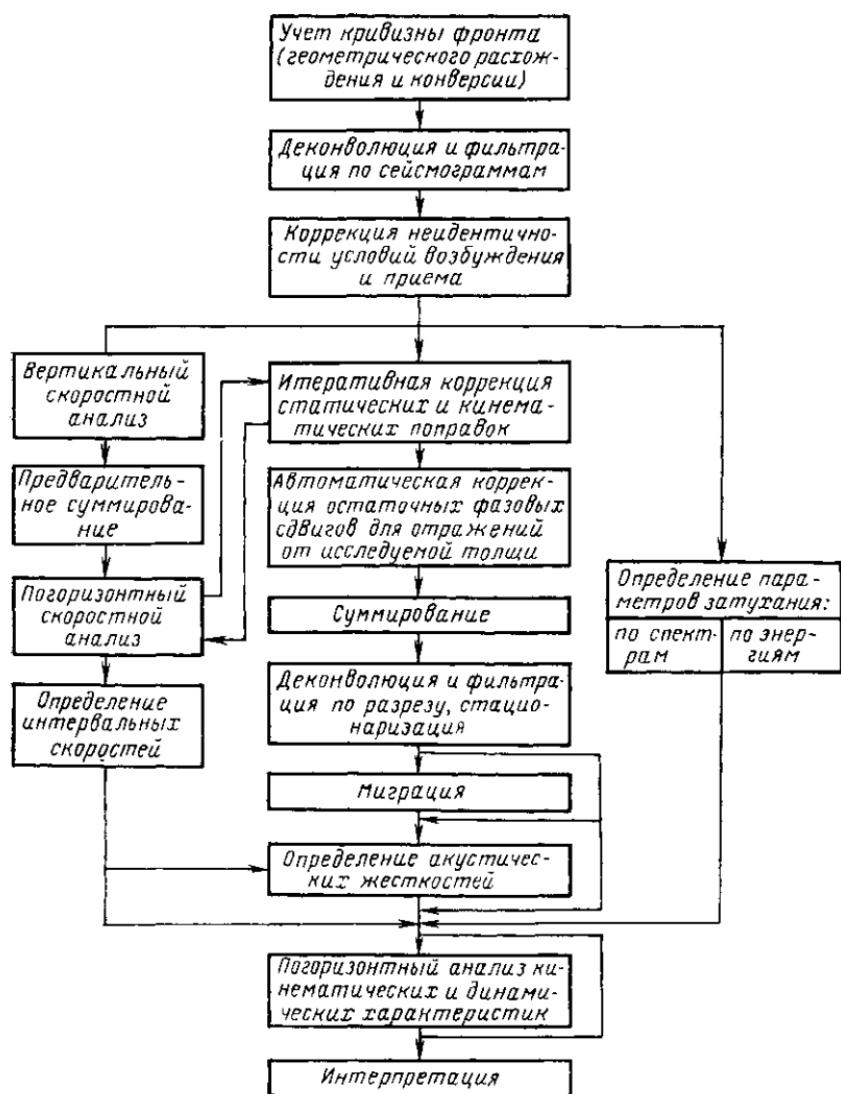


Рис. 33. Обобщенная схема цифровой обработки геофизической информации

особенностей волновой картины, например оценки условий осадко-накопления по амплитудной выразительности отражений.

Восстановление амплитуд широко применяется в последние годы за рубежом. Используемые при этом различные подходы к решению задачи исходят из единого принципа, ранее положенного в основу устройств полуавтоматической регулировки усиления (ПРУ), — компенсации затухания амплитуд со временем по информации о характере этого затухания. В простейшем случае восстановление амплитуд производится по данным об изменении во времени усиления, использовавшегося при полевой записи. Фактическая зависимость усиления от времени сглаживается экспоненциальной (или сходной) функцией, после чего сглаженная зависимость применяется для восстановления амплитуд. Такой способ не является помехоустойчивым, так как усиление определяется

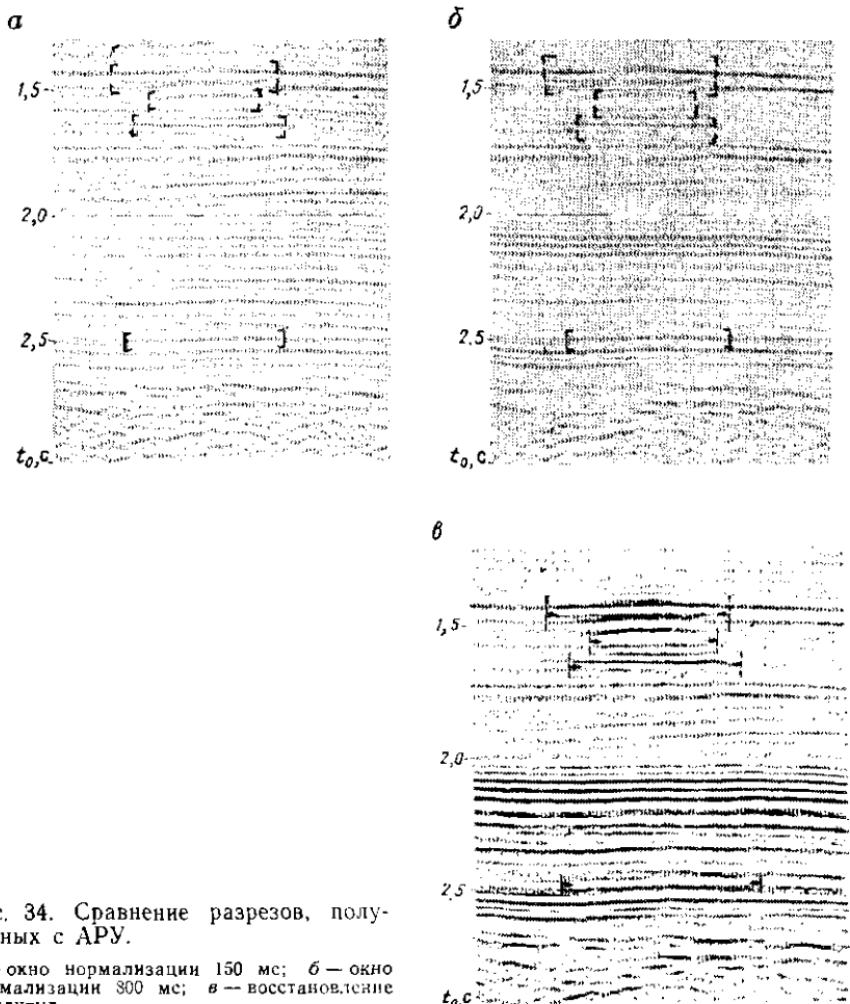


Рис. 34. Сравнение разрезов, полученных с АРУ.

a — окно нормализации 150 мс; *b* — окно нормализации 300 мс; *c* — восстановление амплитуд

суммарной интенсивностью полезных отражений и волн-помех и не учитывает зависимость интенсивности отражений от конфигурации геологических границ. Аналогичными недостатками обладает способ, при котором восстановление амплитуд производится с помощью эмпирически подобранный зависимости, выравнивающей изменение интенсивности волнового процесса по времени и с расстоянием. Вначале по совокупности сейсмограмм определяется поведениегибающей амплитуд в зависимости от времени и расстояния от приемников до источника, определяются параметры функции, сглаживающей эту зависимость, а затем наблюденные колебания усиливаются таким образом, чтобы компенсировать изменения сглаживающей функции во времени и вдоль профиля. Чтобы определить устойчивые значения компенсирующего усиления, необходимо усреднить на каждом расстоянии от источника достаточно большое число (несколько десятков) полевых записей. При этом нельзя учесть влияние на интенсивность колебаний изменений рельефа границ в пределах участка, для которого производится усреднение. Так же как и для предыдущего способа, на усиление влияет уровень помех. В зависимости от отношения сигнал/помеха интенсивность последних искажает компенсирующее усиление, причем вследствие изменчивости помех искажения зависят от времени и удаления от источника. Проиллюстрируем сказанное примером. Пусть имеются две отражающие пачки с равными (в среднем) коэффициентами отражения, но в одном интервале сейсмической записи отношение сигнал/помеха до обработки равняется 2:1, а в другом 2:4. Средняя интенсивность в первом интервале записи вдвое ниже, поэтому вдвое выше окажется и компенсирующее усиление, благодаря чему отношение сигнал/помеха составит 4:2. Предположим, что в результате обработки амплитуда помех будет снижена в 10 раз. Тогда на результирующем разрезе соотношение амплитуд отражений для рассматриваемых пачек составит не 1:1, как это имеет место в действительности, а 4,2:2,4, т. е. в 1,8 раз больше истинного (с учетом уровня остаточных помех) и 2:1, т. е. в 2 раза больше истинного (без учета уровня помех). Таким образом, наличие помех приводит к искажению соотношений амплитуд от разных по глубине границ, а при изменении интенсивности помех вдоль профиля и к возникновению ложных аномалий интенсивности однократных отражений. Как видно из сказанного, общим недостатком способов, использующих информацию о затухании амплитуд, является то, что компенсирующее усиление находится по полевым данным, а определяют с его помощью соотношения амплитуд на окончательных разрезах, где уровень помех существенно ослаблен и доминируют, как правило, однократные отражения. Это создает погрешности при построении разрезов акустических жесткостей, решении обратных динамических задач и т. д.

Принципиально более совершенным, с точки зрения помехоустойчивости, а также возможности учета формы границ является

излагаемый ниже способ, учитывающий физику явлений, приводящих к ослаблению интенсивности колебаний.

Рассмотрим задачу восстановления амплитуд не с точки зрения компенсации затухания, а при трансформации наблюденных амплитуд в амплитуды плоских однократно-отраженных по нормали к границам волн. Ограничимся задачей изучения относительных значений коэффициентов отражения. Использование относительных величин K позволяет в дальнейшем пренебречь величинами, не зависящими от времени или координат наблюдений, но не влияет на эффективность использования амплитуд для обнаружения аномалий интенсивности.

Конечной целью обработки будем считать построенный по прямолинейному профилю разрез, на котором сохранены соотношения коэффициентов отражения.

Амплитуда огибающей импульса, характеризующая его интенсивность, следующим образом зависит от параметров среды:

$$A(x, t) \approx A_{0ij} w \prod K \frac{e^{-\alpha_{cp} l}}{L}, \quad (\text{III.1})$$

где A_{0ij} — интенсивность источника и чувствительность i -го приемника; w — коэффициент конверсии; L — геометрическое расхождение; K — усредненная амплитуда коэффициента отражения в полосе частот импульса; \prod — произведение коэффициентов прохождения через резкие границы в покрывающей среде; α_{cp} — среднее значение коэффициента затухания на преобладающей частоте; l — длина пути импульса в среде.

Для заданного строения среды величина A_0 зависит от координат источника и приемника, остальные величины зависят, кроме того, от времени.

Из (III.1) видно, что в отсутствие помех относительные значения $K = K(x, t)$ по каждой трассе сейсмограммы могут быть найдены путем умножения наблюденных амплитуд на величины L/w , $e^{\alpha_{cp} l}$ и $1/\prod A_{0ij}$.

Умножение на первый сомножитель соответствует коррекции амплитуд за ослабление по времени и с расстоянием, умножение на второй сомножитель — коррекции их за неидентичность условий возбуждения и приема колебаний. Для восстановления частотного состава колебания необходимо учесть изменчивость условий возбуждения и приема, а также при необходимости влияние на спектр импульсов частотного затухания.

Помехи будут представлять собой аддитивное слагаемое, относительная величина которого в процессе коррекции амплитуд не изменяется. Для ослабления влияния помех необходимо наряду с восстановлением амплитуд провести фильтрацию, накапливание и другие стандартные процедуры. Возвращаясь к числовому примеру, приведенному выше, нетрудно показать, что при использовании изложенного подхода к восстановлению амплитуд отражений их соотношение на выходе составит 1 : 1,15 (с учетом остаточного

фона помех) и 1:1 (без учета помех). Это заметно лучше результатов, которые получились бы с помощью подбора функции, компенсирующей затухание.

Компенсация влияния геометрического расхождения и конверсии

На основании формулы (II.48) при обработке данных ОГТ в условиях горизонтально-слоистых сред учет геометрического расхождения и конверсии должен выполняться путем умножения наблюденных амплитуд на величины

$$D = D_0 \frac{t^2}{t_0^2}, \quad (\text{III.2})$$

где $D_0 = L_0/\omega_0$ — значение D при $t = t_0$.

При определении числовых значений усиления D необходимо добавить в правую часть этой и последующих формул коэффициент пропорциональности, учитывающий размерность входящих туда величин и приводящий абсолютные значения D к желательному числовому диапазону.

Учитывая, что ω_0 не зависит от времени, при вычислении величины D достаточно ограничиться учетом геометрического расхождения.

Из (II.45) получаем

$$D_0 = v_{\text{ОГТ}}^2 t_0 / v_1. \quad (\text{III.3})$$

Учитывая близость гидографов ОГТ к гиперболе при расстояниях $x \leq H$, здесь значение v_e заменено на $v_{\text{ОГТ}}$, которое можно легко найти по экспериментальным данным с помощью скоростного анализа.

Формулы (III.2) и (III.3) могут использоваться для сред с неплоскими и наклонными границами при углах падения, которые еще мало влияют на отличие скорости $v_{\text{ОГТ}}$ от ее значения при горизонтальном залегании границ. Из (III.2) и (III.3) вытекает следующий способ компенсации ослабления амплитуд. Определяется зависимость $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$ и по (III.3) рассчитывается функция $D_0 = f(t_0)$. Величина v_1 в (III.3) играет роль постоянного множителя и поэтому может не учитываться.

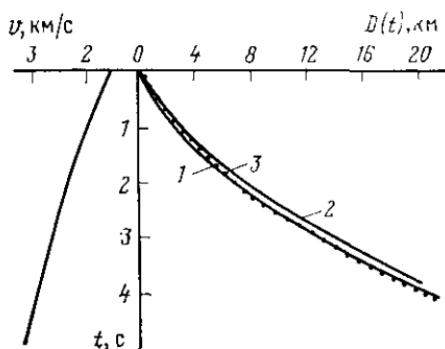
Найденные по (III.3) величины $D_0(t_0)$ пропорциональны коэффициентам усиления, умножение на которые компенсирует потери на расхождение для амплитуд отражений, зарегистрированных в точке, где расположен источник. Для компенсации потерь при $x \neq 0$ рассчитываются значения $D(x, t)$. Из уравнения гидографа ОГТ

$$t = \sqrt{t_0^2 + x^2/v_{\text{ОГТ}}^2}$$

следует, что на каждом расстоянии x выполняется зависимость

$$t^2/t_0^2 = 1 + x^2/v_{\text{ОГТ}}^2 t_0^2.$$

Рис. 35. Графики $v(t)$ и $D(t)$, построенные по точной формуле для $x=0$ (1), по точной формуле для $x=H$ (2) и приближенно в предположении $v_{\text{огт}}(x, t) = v_{\text{огт}}(t=t_0)$ (3)



Умножив $D_0(t_0)$ на рассчитанные по этой зависимости для каждого t_0 и фиксированных x значения t^2/t_0^2 , определим коэффициенты усиления $D(t, x)$, умножение на которые наблюденных значений $A(x, t)$ компенсирует ослабление амплитуд вследствие расхождения и конверсии.

Вместо изложенного алгоритма может быть использован его упрощенный вариант с резко увеличенным быстродействием за счет применения идентичных зависимостей $D(t)$ на всех расстояниях x . Объединив формулы (III.2) и (III.3), получим

$$D(t, x) = v_{\text{огт}}^2 t^2 / v_1 t_0. \quad (\text{III.4})$$

Обычно максимальные расстояния x не превышают глубины залегания границы. На таких удалениях $t \approx 1,12t_0$, на меньших расстояниях различие t и t_0 вдоль годографа еще менее значительно. Пренебрегая погрешностями в несколько процентов, можно считать, что $t_0 = t$. Тогда вместо (III.4) будем иметь

$$D(t, x) \approx v_{\text{огт}}^2 t / v_1. \quad (\text{III.5})$$

Для $x = 0$ точная формула (III.4) и приближенная (III.5) идентичны, для $x \neq 0$ использование (III.5) приведет к некоторому занижению восстановленных амплитуд. Если, как обычно, $v_{\text{огт}}$ увеличивается со временем, то для уменьшения погрешности целесообразно значения t в (III.5) умножать не на $v_{\text{огт}}$ данного отражения, а на $v_{\text{огт}}(t)$, где t — текущее время.

Относительная погрешность определения $D(t, x)$ в таком случае составит не t/t_0 , а $v^2(t_0)/v^2(t) \cdot t/t_0$, т. е. в $v^2(t_0)/v^2(t)$ раз меньше, благодаря чему погрешность, связанная с использованием единой для всех расстояний x зависимости $D(t)$, дополнительно снижается (рис. 35). Зависимость $v_{\text{огт}}(t_0)$ обычно априорно известна с погрешностью в несколько процентов, поэтому коррекция амплитуд на основе формул (III.2) — (III.5) может выполняться в качестве первого шага обработки с последующим уточнением в случае необходимости после определения $v_{\text{огт}}$ по полевым материалам.

Алгоритмы коррекции амплитуд в случае крутопадающих границ или границ, имеющих существенную кривизну, еще не доведены до стадии практического использования. Чтобы показать возможность решения задачи и выявить возникающие при этом проблемы, изложим один из возможных способов, использующий гиперболичность годографов ОГТ. Согласно (II.57) усиление, компенсирующее влияние расхождения и конверсии на амплитуды отражений, зарегистрированных при $x = 0$, должно составлять

$$D_0(t_0) = \frac{1}{v_1} \left(\frac{1}{t_0 v_{\text{ОГТ}}^2(X)} - \frac{1}{4} \frac{d^2 t_0}{dX^2} \right)^{-0.5} \left(\frac{1}{t_0 v_{\text{ОГТ}}^2(Y)} - \frac{1}{4} \frac{d^2 t_0}{dY^2} \right)^{-0.5}. \quad (\text{III.6})$$

Формула справедлива, если направления X и Y совпадают с направлениями падения и простирання границы. Формулу (III.6) можно непосредственно использовать, если известны значения $v_{\text{ОГТ}}$ и t_0 по соответствующим образом ориентированным профилям. Для применения (III.6) в общем случае необходимо, чтобы в каждой точке, где определяется зависимость $D_0(t_0)$, имелись данные о скорости $v_{\text{ОГТ}}$, временах t_0 и их первой и второй производных по двум пересекающимся направлениям.

Обозначим через χ_1 и χ_2 углы каждого из направлений с направлением падения (направлением распространения фронта волны), через $\partial t_0 / \partial s_1$, $\partial t_0 / \partial s_2$, $\partial^2 t_0 / \partial s_1^2$ и $\partial^2 t_0 / \partial s_2^2$ производные t_0 и через $v_{\text{ОГТ}1}$ и $v_{\text{ОГТ}2}$ скорости по годографам ОГТ по тем же направлениям. Для определения χ_1 и χ_2 используем систему уравнений

$$\frac{\partial t_0}{\partial s_1} = \frac{dt_0}{dx} \cos \chi_1,$$

$$\frac{\partial t_0}{\partial s_2} = \frac{dt_0}{dx} \cos \chi_2,$$

$$\chi_2 - \chi_1 = \Delta \chi.$$

Отсюда

$$\chi_2 = \arctg \frac{\frac{\partial t_0}{\partial s_1} - \frac{\partial t_0}{\partial s_2} \cos \Delta \chi}{\frac{\partial t_0}{\partial s_2} \sin \Delta \chi},$$

$$\chi_1 = \arctg \frac{\frac{\partial t_0}{\partial s_1} \cos \Delta \chi - \frac{\partial t_0}{\partial s_2}}{\frac{\partial t_0}{\partial s_1} \sin \Delta \chi}. \quad (\text{III.7})$$

Направление отсчета χ выбирается таким образом, чтобы меньшему из углов соответствовало большее значение $\partial t_0 / \partial s$. Зная χ_1 и χ_2 , можно определить $d^2 t_0 / dX^2$ и $d^2 t_0 / dY^2$ из системы двух уравнений, представляющих собой развернутую запись формулы Эйлера

для взаимосвязи кривизн поверхности [в данном случае поверхности $t_0(x, y)$] в разных направлениях

$$\frac{d^2t_0}{dX^2} q_x \cos^2 \chi_1 + \frac{d^2t_0}{dY^2} \sin^2 \chi_1 = \frac{\partial^2 t_0}{\partial s^2} q_{s1},$$

$$\frac{d^2t_0}{dX^2} q_x \cos^2 \chi_2 + \frac{d^2t_0}{dY^2} \sin^2 \chi_2 = \frac{\partial^2 t_0}{\partial s^2_2} q_{s2},$$

где

$$q_x = \left[1 + \left(\frac{dt_0}{dX} \right)^2 \right]^{-1,5},$$

$$q_{s1, 2} = \left[1 + \frac{dt_0}{\partial s_{1, 2}} \right]^{-1,5}.$$

Отсюда

$$\begin{aligned} \frac{d^2t_0}{dX^2} &= \frac{q_{s1} \frac{\partial^2 t_0}{\partial s_1^2} \sin^2 \chi_2 - q_{s2} \frac{\partial^2 t_0}{\partial s_2^2} \sin^2 \chi_1}{q_x \sin(\chi_1 + \chi_2) \sin \Delta \chi}, \\ \frac{d^2t_0}{dY^2} &= \frac{q_{s1} \frac{\partial^2 t_0}{\partial s_2^2} \cos^2 \chi_1 - q_{s2} \frac{\partial^2 t_0}{\partial s_1^2} \cos^2 \chi_2}{\sin(\chi_1 + \chi_2) \sin \Delta \chi}. \end{aligned} \quad (\text{III.8})$$

Чтобы найти скорости $v_{\text{огт}}(X)$ и $v_{\text{огт}}(Y)$, используем соотношение (III.28), из которого следует

$$\begin{aligned} v_{\text{огт}}(X) &= v_{\text{огт1}} v_{\text{огт2}} \sqrt{\frac{\sin(\chi_1 + \chi_2) \sin \Delta \chi}{v_{\text{огт2}}^2 \sin^2 \chi_2 - v_{\text{огт1}}^2 \sin^2 \chi_1}}, \\ v_{\text{огт}}(Y) &= v_{\text{огт1}} v_{\text{огт2}} \sqrt{\frac{\sin(\chi_1 + \chi_2) \sin \Delta \chi}{v_{\text{огт1}}^2 \cos^2 \chi_1 - v_{\text{огт2}}^2 \cos^2 \chi_2}}. \end{aligned} \quad (\text{III.9})$$

Подставив (III.8) и (III.9) в (III.6), получим с учетом (III.7) выражение, позволяющее найти $D_0(t_0)$.

Отметим особенности, присущие как изложенному, так и другим возможным способам коррекции амплитуд в условиях неплоских границ. Во-первых, необходимо иметь данные по пересекающимся профилям, т. е. данные о трехмерном строении среды. Во-вторых, должна использоваться информация о значениях $v_{\text{огт}}$ и t_0 вдоль профилей, которая получается лишь на заключительных этапах обработки данных сейсморазведки. В-третьих, используемая информация непрерывно меняется от точки к точке. Решение рассматриваемой задачи возможно либо путем использования данных площадных наблюдений, т. е. карт $t_0(x, y)$ и диаграмм $v_{\text{огт}}(\chi, x, y)$, либо на основе использования той или иной дополнительной информации или упрощающих предположений.

Так, если пользоваться моделью средних скоростей, отпадает необходимость использования зависимости $v_{\text{огт}}$ от азимута про-

филя. Значения $v_{\text{огт}}$ достаточно получить по одному профилю, а затем воспользоваться соотношением (II.32) для определения средней скорости. Так как карта $t_0(X, Y)$ может быть построена по обычной системе профилей, то в этом случае для проведения коррекции за кривизну фронта не требуется каких-либо дополнительных наблюдений по сравнению с теми, которые необходимы для картирования границ по площади.

Если допустимо предположение о цилиндрической форме границ ($d^2t_0/dY^2=0$) и известно направление профиля (например, вкрест простирания), то для коррекции достаточно иметь данные о t_0 и $v_{\text{огт}}$ вдоль одного профиля.

Коррекция, учитываящая влияние кривизны границ, должна проводиться в два этапа. Вначале корректирующее усиление определяется приближенно, по формулам для горизонтально-слоистой среды. На этом этапе коррекция применяется к сейсмограммам. После того, как будут найдены значения t_0 и $v_{\text{огт}}$, находится точное значение корректирующего усиления и проводится исправление предварительно скорректированных амплитуд. Так же, как и в случае плоских границ, в пределах обычно используемых в ОГТ удалений величины $D(x, t)$ мало отличаются от $D_0(t)$, так что исправлению, как правило, могут подвергаться значения амплитуд на временном разрезе.

Оценим требования к точности задания величин, входящих в правую часть (III.6). Погрешность задания величины v может не учитываться, так как она не скажется на точности определения зависимости усиления от времени. Рассмотрим поэтому только погрешности определения величин, входящих в скобки. Величины t_0 по данным ОГТ будут найдены с относительной погрешностью до долей процента. Погрешность определения величин $v_{\text{огт}}$ составляет от одного до нескольких процентов. Значения слагаемых $1/t_0 v_{\text{огт}}^2$ в (III.6) будут найдены с погрешностью, примерно вдвое большей погрешности определения $v_{\text{огт}}$, т. е. от двух до примерно десяти процентов. Абсолютные значения слагаемых $1/t_0 v_{\text{огт}}^2$ для используемого в сейсморазведке диапазона t_0 (измеренных в секундах) и $v_{\text{огт}}$ (измеренных в километрах в секунду) составят от нескольких сотых до нескольких десятых. Абсолютные погрешности определения этих слагаемых, обусловленные погрешностями $v_{\text{огт}}$, будут составлять до нескольких тысячных или одной-двух сотых. Очевидно, с погрешностью такого же порядка должны быть найдены и вторые слагаемые (III.6).

Чтобы оценить возможность соблюдения этого требования и условия, при которых оно может быть выполнено, рассмотрим случай, когда на участке профиля длиной l линия t_0 имеет форму отрезка параболы $t_0(X)=a+bX+cX^2$. К значениям t_0 прибавим случайные величины со средним квадратичным разбросом σ_{t_0} . В данном случае истинное значение $d^2t_0/dX^2=2C$. Если определить ве-

личину C путем аппроксимации линии t_0 , деформированной за счет случайного разброса параболой по методу наименьших квадратов, то среднеквадратическая ошибка определения второго слагаемого в (III.6) составит

$$\sigma \left(\frac{1}{4} \frac{d^2 t_0}{dX^2} \right) = \frac{1}{2} \sigma_C = \frac{\sigma_{t_0} \sqrt{45\Delta}}{l^{5/2}},$$

где Δ — расстояние между точками определения времен t_0 , а σ_C находится обычными методами оценки точности величин, вычисленных по методу наименьших квадратов.

Полагая $\Delta = 0,05$ км — типичное расстояние между трассами ОГТ, $\sigma_{t_0} = 3 - 4 \cdot 10^{-3}$, получим, что погрешность оценки второго

слагаемого составляет около $\frac{5 \cdot 10^{-3}}{l^{5/2}}$. Отсюда видно, что оценка

вторых слагаемых в (III.6) может выполняться с необходимой точностью, только если используются достаточно строгие методы аппроксимации границ, при этом протяженность l криволинейных элементов, влияние которых может быть учтено достаточно точно, составляет не менее одного километра. С увеличением l точность определения второго слагаемого быстро растет и основным источником ошибок становятся погрешности оценки величин $v_{\text{огт}}$.

Учет влияния эффективного поглощения

Для обоснования алгоритма коррекции ослабления амплитуд, вызванного поглощением и тонкой слоистостью, воспользуемся результатами анализа влияния частотно-зависимого затухания на изменение с расстоянием амплитуд сейсмических импульсов (см. гл. II). После коррекции за кривизну фронта интенсивность колебаний соответствует интенсивности плоских волн. Как следует из рис. 29, ослабление амплитуд экстремумов импульсов плоских волн с увеличением расстояния, пройденного в среде с поглощением, приближенно соответствует экспоненциальной зависимости:

$$A(x) = A_0 e^{-\alpha(f_0) l},$$

где A_0 — амплитуда экстремума в начале пути; $\alpha(f_0)$ — коэффициент затухания для преобладающей частоты импульса; l — длина пути. Погрешность этого соотношения тем меньше, чем ближе находится экстремум к максимуму огибающей, благодаря чему для доминирующих по интенсивности экстремумов, представляющих обычно наибольший интерес, экспоненциальная зависимость выполняется наилучшим образом. Отсюда следует, что после коррекции за кривизну фронта для компенсации ослабления, обусловленного поглощением и тонкой слоистостью, наблюденные амплитуды должны умножаться на величину $e^{\alpha l}$. В связи с тем, что при обработке сейсмических данных используются временные, а не пространственные зависимости, удобнее записать величину αl в функции времени. Вблизи источника $l \approx v_{\text{ср}} t$, а коэффициент затухания вдоль

различных лучей отраженной волны можно считать примерно постоянным. Тогда

$$al \approx \alpha(t_0) v_{\text{ср}}(t_0) t. \quad (\text{III.10})$$

Формула (III.10) является основой алгоритма вычисления корректирующего усиления $D(t)$ для различных x :

при $x = 0$

$$D_0(t) = D_0(t_0) = e^{\alpha(t_0) v_{\text{ср}}(t_0) t_0}; \quad (\text{III.11})$$

при $x \neq 0$

$$D(t) = D_0(t_0) \frac{t}{t_0}, \quad (\text{III.12})$$

где

$$t/t_0 = \sqrt{1 + x^2/v_{\text{огт}}^2 t_0^2}.$$

Значения $\alpha(t_0)$ могут быть найдены либо путем анализа изменений спектров колебаний со временем (см. ниже), либо путем подбора зависимости $\alpha(t_0)$, приводящей к правдоподобному, исходя из геологических представлений, изменению амплитуд отражений со временем. Опыт практического применения методики восстановления амплитуд показал, однако, что определяющее влияние на корректирующее усиление оказывает геометрическое расхождение, а роль частотного затухания (эффективного поглощения) незначительна. На рис. 36 показаны зависимости от времени усиления, компенсирующего потери, связанные с кривизной фронта D_1 и с затуханием D_2 .

Зависимость $\alpha(t_0)$, показанная в левой части рис. 36, была найдена как способом подбора, так и путем применения данных о коэффициентах затухания. Использование способа подбора в данном случае оказалось вполне эффективным, так как изучаемая площадь сложена монотонной толщей глин и песчаников, благодаря чему коэффициенты и амплитуды отражений в среднем стационарны по времени t_0 . Заштрихованная область слева на рис. 36 показывает диапазон значений α , соответствующий допустимым, с точки зрения затухания амплитуд отражений, зависимостям $D_2(t_0)$.

При величинах $D_2(t_0)$, соответствующих максимальным величинам $\alpha(t_0)$ из заштрихованной области, амплитуды отражений начинают заметно увеличиваться при возрастании t_0 , что не согласуется с петрофизическими особенностями геологического разреза. При усилении $D_2(t_0)$, соответствующем средним величинам $\alpha(t_0)$ в заштрихованной области, амплитуды отражений в среднем, как и должно быть, постоянны во времени. Из рис. 36 видно, что эффективное поглощение оказывает заметное (по сравнению с расхождением) влияние на изменение амплитуд со временем только на малых глубинах (0,5—1,0 км). При дальнейшем возрастании глубины вертикальный градиент усиления $D_2(t_0)$ становится настолько незначительным, что изменение глубины на 1—2 км почти не влияет на амплитуды отражений.

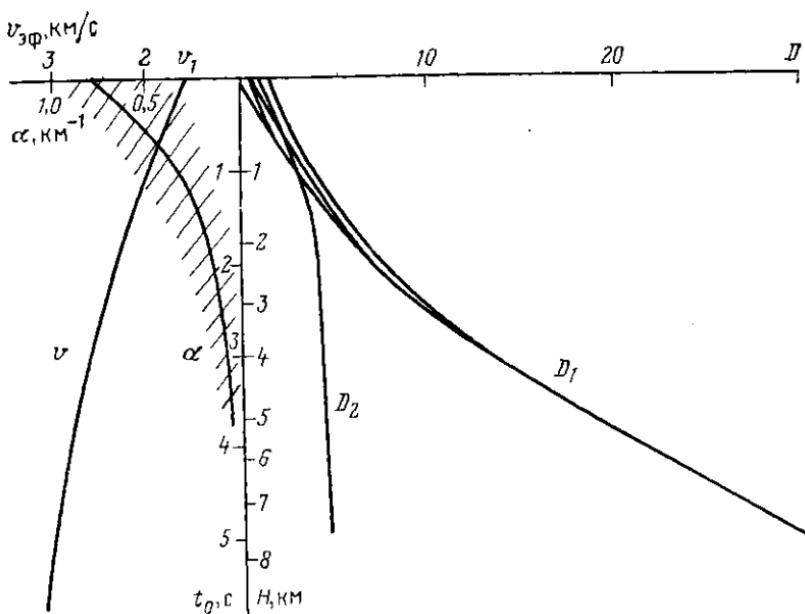


Рис. 36. Коэффициенты усиления, компенсирующие ослабление амплитуд со временем вследствие частотного затухания и кривизны фронта (справа) и изменение с глубиной скорости и коэффициента затухания (слева)

Поскольку эффективное поглощение не оказывает заметного влияния на изменение амплитуды отражений, снижаются требования к точности определения корректирующего усиления $D_2(t_0)$ и к точности задания параметров в формулах (III.11) и (III.12). Без существенной погрешности допустимо считать, что $D(t) = D(t_0)$. Значения $\alpha(t_0)$ могут задаваться приближенно, благодаря чему способ, основанный на подборе зависимости $\alpha(t_0)$, позволяет получать вполне приемлемые результаты. При изучении глубин свыше 1—1,5 км можно вообще отказаться от коррекции частотно зависимого затухания (рис. 37).

Как показывают расчеты по формуле (II.68), благодаря малости пластовых значений α незначительным оказывается влияние поглощения на изменение частотного состава отражений вдоль границ и между ними. Это позволяет в первом приближении отказаться от рассматриваемого вида коррекции при изучении изменений вдоль границ не только амплитуд, но и спектрального состава отраженных волн.

Заметим, что применение методики восстановления амплитуд в разных районах показало, что повсеместно на глубинах свыше 0,5—1 км декременты затухания $\vartheta = \alpha v/f$ не превышают 0,02—0,03, что соответствует (см. рис. 16) минимальным значениям, приводившимся в литературе по сейсморазведке. Использование для коррекции амплитуд наиболее часто встречающихся в литературе значений коэффициентов затухания $\alpha \approx 0,5—1,0 \text{ км}^{-1}$ для частот

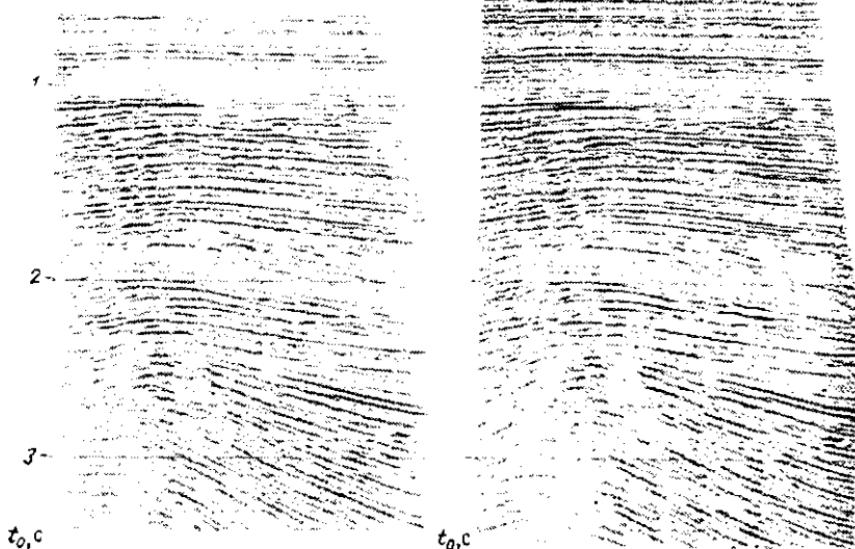
*a**b*

Рис. 37. Сравнение сейсмических разрезов, полученных с компенсацией (а) и без компенсации (б) частотного затухания

приблизительно 30 Гц ($\theta = 0,05-0,1$) приводит к невероятно резкому увеличению амплитуд отражений со временем. Судя по имеющемуся опыту восстановления амплитуд, коэффициенты α достигают $0,5-1,0 \text{ км}^{-1}$ на частотах сейсмического диапазона только в сравнительно рыхлых породах, залегающих на глубинах первых сотен метров. Влияние верхней части разреза на динамические особенности волн от более глубоких границ проявляется примерно одинаковым образом, что позволяет учитывать его в процессе коррекции неидентичности условий возбуждения и приема колебаний.

Коррекция изменчивости условий возбуждения и приема колебаний

Изменения динамики отраженных волн после учета влияния кривизны фронта и в случае необходимости эффективного поглощения будут определяться рядом факторов, которые можно рассматривать как нерегулярные помехи для изучения вариации коэффициентов отражений. К числу этих факторов относится прежде всего неидентичность условий возбуждения и приема колебаний, связанная с неоднородностью верхней части среды и непостоянством характеристик источников и приемников. Кроме того, амplitуды отражений будут изменяться вследствие того, что значения коэффициентов прохождения через резкие границы раздела в по-

крывающей среде зависят от угла падения волны на соответствующие границы. К флюктуациям амплитуд будет приводить интерференция с помехами. Наконец, некоторое влияние окажет изменение в зависимости от угла подхода волны к отражающей границе коэффициентов отражения и условий интерференции волн, образующихся на границах тонкослоистых пачек. Влияние всех этих факторов можно представить в виде

$$A_{ij} = k_{oij} k_{vi} k_{pi} k_{yij} + n, \quad (\text{III.13})$$

где i — индекс источника; j — индекс приемника; A — амплитуда спектральной составляющей импульса после коррекции расхождения, конверсии и т. д.; k_{vi} — коэффициент, учитывающий неидентичность условий возбуждения; k_{pi} — коэффициент, учитывающий условия приема; k_{yij} — коэффициент, учитывающий изменение динамики вследствие различия углов падения лучей на отражающую границу и резкие границы в покрывающей среде, т. е. коэффициент, учитывающий изменение коэффициентов отражения и прохождения при удалении источника от приемника; k_{oij} — средний коэффициент отражения в пределах годографа ОГТ; n — интенсивность помех. Все значения зависят от частоты колебаний.

Задачей способов коррекции условий возбуждения и приема является такая обработка данных наблюдений, которая позволяет найти значения k_o , близкие к действительным. При решении задачи используют упрощенные математические модели. Как правило, предполагают, что зависимость величин k_o и k_y от частоты в пределах участка наблюдений не изменяется и что k_n и k_p не зависят от угла подхода лучей к поверхности. Предполагают, что зависимость величины k_y от углов наклона лучей в среде можно заменить на зависимость от расстояния источник—приемник. Это справедливо лишь для горизонтально-слоистых сред.

В рамках сделанных предположений компенсация изменчивости k_v и k_p выполняется либо путем выравнивания (усреднения) амплитудно-частотного разброса трасс сейсмической записи, либо путем раздельного определения и учета искажающих факторов. Способы, основанные на усреднении искажений, просты для реализации в составе стандартного графа обработки, так как сводятся к использованию с некоторыми дополнениями хорошо известных процедур деконволюции, фильтрации и нормализации.

Деконволюция и фильтрация используются для того, чтобы наряду с решением обычных задач (повышение соотношения сигнал—помеха и увеличение разрешенности записи) осуществить компенсацию спектральной неидентичности условий возбуждения и приема. С этой целью временное окно, в котором вычисляется оператор деконволюции, выбирается в пределах протяженного цуга волн с мало изменяющимися в пределах участка наблюдений частотными характеристиками. Наблюдаемые вариации спектра функций автокорреляции в таком случае будут обусловлены главным образом искажениями, связанными с изменчивостью поверхности условий. В результате применения деконволюции

произойдет выравнивание усредненного спектра колебаний (рис. 38), т. е. влияние неоднородностей верхней части разреза будет компенсировано. Полосовая фильтрация уменьшает остаточные различия спектров трасс, особенно на краях используемого частотного диапазона.

Если в пределах окна, по которому выбирался оператор деконволюции, имеется связанные с особенностями глубинного строения аномалия спектрального состава определенного отражения, то ее выразительность будет несколько сглажена. Для устранения этого явления целесообразно вторично выполнить деконволюцию по временному разрезу, выбирая окно расчета оператора в интервале, не содержащем существенных изменений преобладающих частот отражений вдоль профиля.

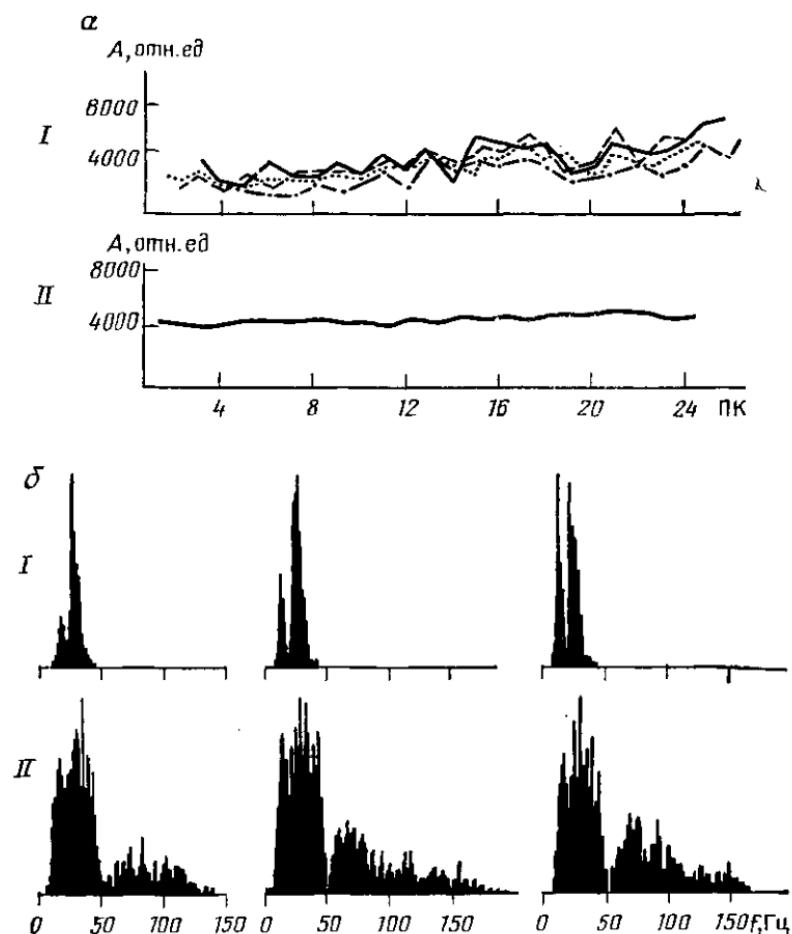


Рис. 38. Выравнивание интенсивности (а) и частотного состава (б) колебаний.

I — интенсивность и спектры до выравнивания; II — то же, после выравнивания

После выравнивания формы спектров коррекцию амплитуд спектральных составляющих можно заменить коррекцией амплитуд или энергий колебаний. Для компенсации амплитудных искажений проводится двукратное усреднение интенсивности: вначале по сейсмограммам (нормализация), а затем по определенным отражениям на временном разрезе (стационаризация).

Первая процедура осуществляется нормированием вдоль профиля средней интенсивности колебаний, соответствующих протяженному цугу отраженных волн, к определенной, заранее заданной величине, например, числу 2000 при использовании 16-разрядного целочисленного кодирования амплитуд. Если среднее значение модуля коэффициента отражения для протяженного цуга волн (который может включать в себя и кратные отражения) существенно не изменяется по профилю, то колебания среднего значения интенсивности будут обусловлены в основном изменчивостью коэффициентов k_v , k_p и усредненным по всем отражениям изменением k_y . В таком случае выравнивание средних значений наблюденной величины обеспечит компенсацию искажений, обусловленных изменчивостью условий наблюдения, а также позволит в среднем учсть зависимость коэффициентов отражения и прохождения от угла падения. Среднее значение интенсивности определяется в пределах временного окна, длина которого должна быть не меньше длины окна, в котором производится вычисление оператора деконволюции. Поскольку относительный разброс амплитуд отражений нередко существенно больше разброса их частотного состава, положение окна нормализации должно выбираться более тщательно, чем при деконволюции. Границы окна должны соответствовать началу и концу нормализуемого цуга отражений, для чего на сейсмограмме ОГТ начало окна должно иметь гиперболическую форму, близкую к годографу вступлений первой волны цуга, а конец окна — близкую к годографу последней в цуге отраженной волны. Таким образом, компенсация амплитудных искажений с помощью нормализации осуществляется на основе преобразования:

$$\begin{aligned}\tilde{A}(t_i) &= \frac{A(t_i)}{|\bar{A}|} n, \\ |\bar{A}| &= \frac{\Delta t}{t_2 - t_1} \sum_{t=t_1}^{t=t_2} |A(t)|,\end{aligned}\quad (\text{III.14})$$

$$t_1 = \sqrt{t_{01}^2 + x^2/v_{\text{огт1}}^2}, \quad t_2 = \sqrt{t_{02}^2 + x^2/v_{\text{огт2}}^2},$$

где $A(t_i)$ — амплитуда, исправленная за расхождение и затухание; t_1 , t_2 — начало и конец окна нормализации; n — множитель, обеспечивающий полное использование диапазона цифрового кодирования, Δt — интервал дискретизации амплитуд.

Амплитуды отражений после нормализации будут искажены за счет влияния иерогулярных вдоль профиля волн помех при вычислении $|\bar{A}|$. Эти искажения уменьшаются после суммирования. Использование деконволюции и фильтрации обеспечивает весьма

близкий частотный состав отражений на разных трассах, благодаря чему можно принять, что средняя квадратическая погрешность суммарных амплитуд ($\Delta A_\Sigma/A_\Sigma$) следующим образом связана с вариациями амплитуд на сейсмограммах ($\Delta A/A$):

$$\Delta A_\Sigma/A_\Sigma = \Delta A/\sqrt{N}A.$$

Кратность суммирования N обычно составляет не менее 12, нередко $N \geq 24$. В таком случае $\Delta A_\Sigma/A_\Sigma$ не превысит 10 %, даже если средний квадратический разброс амплитуд на сейсмограммах достигает нескольких десятков процентов.

Это же соотношение используем для оценки необходимой длины окна нормализации, т. е. интервала $t_2 - t_1$. Пусть $\Delta|A|/|A|$ — средняя вариация амплитуд отдельных регулярно прослеживаемых вдоль профиля волн, обусловленная изменчивостью отражающих свойств границ; N — число волн в пределах окна. Величина $\Delta|A|/|A|$ в средних условиях наблюдений может составлять до нескольких десятков процентов. Следовательно, для получения устойчивых (в пределах до 10 %) значений A_Σ в окно нормализации должно попадать 20—30 регулярных волн. Считая, что они являются отраженными (не обязательно однократными), получаем, что длина окна должна составлять при видимых частотах 20—30 Гц около 1,0—1,5 с. При определении оператора деконволюции такая же примерно длина окна обеспечивает устойчивое осреднение частотных особенностей отражений. Таким образом, способ выравнивания амплитуд требует для своего применения статистической устойчивости вдоль профиля среднего значения динамических параметров регулярных волн для временного окна, протяженность которого соответствует в зависимости от средней пластовой скорости интервалу глубин 1,5—3,0 км.

При наличии аномалий коэффициентов отражения по отдельным границам процедура нормализации приведет к их уменьшению. Этот нежелательный эффект устраняется путем стационаризации — нормирования интенсивности всех волн к интенсивности определенного отражения или пачки отражений, соответствующих наиболее устойчивой части разреза. Преобразование амплитуд при стационаризации осуществляется на основе формул (III.14), но времена начала t_1 и конца t_2 окна выбираются в соответствии с поведением на разрезе линий t_0 пачки отражений. Признаком эффективности стационаризации (и целесообразности ее применения) является ослабление амплитудных аномалий, общих для отражающих границ, приуроченных к различным литолого-стратиграфическим комплексам. Важным достоинством методики двухкратного усреднения является возможность компенсации длиннопериодных искажений, например изменчивости вдоль профиля коэффициентов прохождения через резкие границы в покрывающей толще [варiations величины Π , входящей в формулу (III.1)].

Из рис. 39 видно, как стационаризация способствовала более четкому обнаружению правой амплитудной аномалии, которая маскировалась зоной ослабления колебаний, связанной с вышележа-

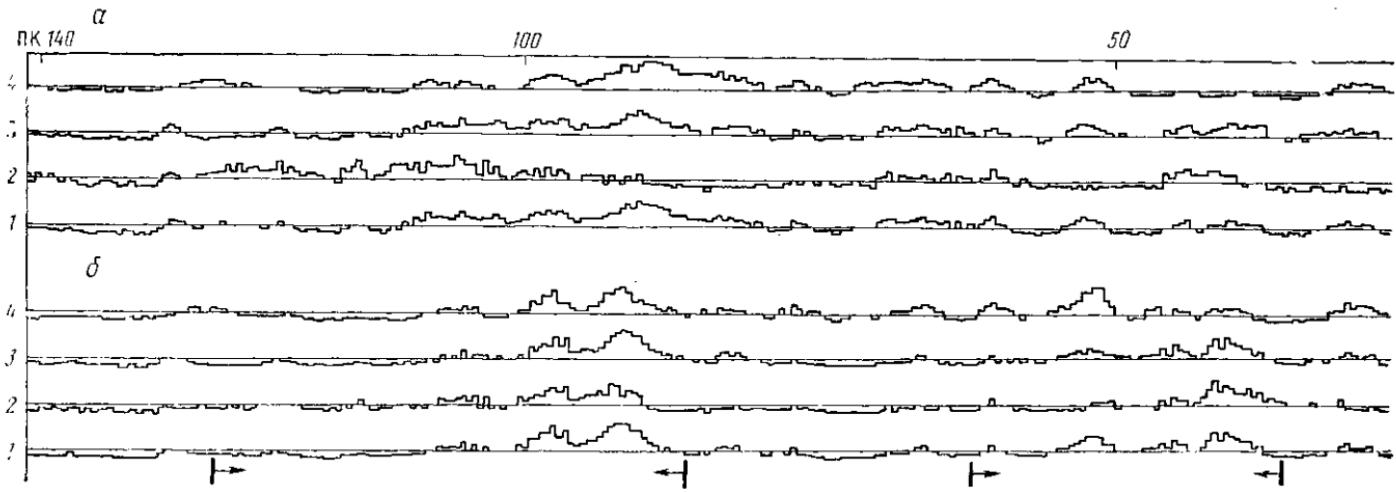


Рис. 39. Изменение вдоль сейсмического разреза энергии отражений от продуктивной толщи до (а) и после (б) стационаризации.

Полоса частот: 1 — 10—70 Гц, 2 — 7—17 Гц, 3 — 19—29 Гц, 4 — 31—41 Гц. Стрелками отмечено положение залежей

щими неоднородностями. Таким образом, если динамические особенности отражений устойчивы (в среднем) вдоль профилей наблюдений, описанные способы эффективно ослабляют поверхностные искажения (в том числе протяженные по профилю), представляющие наибольшую опасность с точки зрения образования ложных или пропуска действительных аномалий.

Принципиальные ограничения возможностей рассмотренных способов появляются, когда на разрезе отсутствуют интервалы с выдержаными отражающими свойствами. При этом использование деконволюции и нормализации с выбором параметров в широком окне будет приводить к искажениям интенсивности и частотного состава отражений. Для такого рода случаев предложены способы раздельной оценки факторов, влияющих на динамику сейсмической записи [31, 91, 128]. Избыточность информации, существующая при наблюдениях ОГТ, позволяет определить по отдельности значения k_{bi} и k_{pi} в (III.13). Затем соответствующие поправки вводятся в исходные трассы. Используются различные математические реализации рассматриваемого подхода, основой которых является статистический анализ данных.

После коррекции за кривизну фронта и частотное затухание определяют среднюю интенсивность колебаний на каждой трассе сейсмограммы во временном окне, соответствующем определенной совокупности отражений. По значениям интенсивности оценивают влияние на нее: а) расстояния до источника, б) положения точек приема, в) положения точек возбуждения и г) положения отражающих площадок в среде. Влияние всех этих факторов может оцениваться либо путем последовательных приближений, либо одновременно всех вместе. В последнем случае наиболее очевидный путь — определение значений k_{bi} и k_{pi} путем решения системы линейных уравнений, получающейся для совокупности трасс после логарифмирования уравнения (III.13), (в предположении, что $n = 0$, а среда горизонтально-слоистая):

$$\ln |\bar{A}_{ij}| = \ln k_o \left(\frac{i-j}{2} \right) + \ln k_{bi} + \ln k_{pi} + \ln k_y (i-j), \quad (\text{III.15})$$

где $|\bar{A}_{ij}|$ — среднее значение модуля амплитуды трассы или модуля амплитудного спектра на заданной частоте.

Если кратность прослеживания больше четырех, то число величин, подлежащих определению (k_o, k_b, k_p, k_y), оказывается меньше общего числа уравнений. Однако число независимых уравнений при этом всегда меньше числа неизвестных. Системы уравнений такого типа не имеют однозначного решения.

Неопределенность решения зависит от протяженности вариаций любой из величин k_o, k_b, k_p, k_y вдоль профиля. Флуктуации с небольшой (по сравнению с длиной гидографа ОГТ) протяженностью определяются достаточно надежно, в то время как флуктуации, протяженность которых превышает длину гидографа, выявить и учсть невозможно. Наличие протяженных флуктуаций хотя бы одной из величин приводит к искажениям при определении значе-

ний всех остальных, так что способ одновременного определения всех величин может быть эффективен только при отсутствии протяженных вдоль профиля изменений, включая отсутствие аномалий интенсивности отражений.

Возможен и другой вариант раздельной оценки искажений, основанный не на одновременном, а на последовательном определении значений поправок. Просуммируем величины логарифмов амплитуд отражений по различным направлениям на обобщенной плоскости наблюдений.

При суммировании по ОГТ значение $\ln k_o$ для всех трасс каждой сейсмограммы постоянно. Результат суммирования (нормированный на число слагаемых) запишется в виде

$$A_I = \ln k_o + \frac{1}{N_1} \sum_{i=1}^{N_1} \ln (k_b k_n k_y), \quad (\text{III.16a})$$

где N_1 — число трасс сейсмограммы ОГТ.

После суммирования по направлениям общего пункта возбуждения, приема и по равным удалениям получим

$$\left. \begin{aligned} A_{II} &= \ln k_b + \frac{1}{N_2} \sum_{i=1}^{N_2} \ln (k_n k_y k_o), \\ A_{III} &= \ln k_n + \frac{1}{N_2} \sum_{i=1}^{N_2} \ln (k_b k_y k_o), \\ A_{IV} &= \ln k_y + \frac{1}{N_3} \sum_{i=1}^{N_3} \ln (k_b k_n k_o), \end{aligned} \right\} \quad (\text{III.16b})$$

где N_2 — число трасс сейсмограммы ОПВ и ОПП; N_3 — число сейсмограмм ОГТ на профиле (предполагается, что зависимость k_y от $i - j$ постоянна по профилю).

Если значения произведений под знаком каждой суммы изменяются случайно, то последние слагаемые справа представляют собой оценки математических ожиданий логарифмов случайной функции. При соответствующем нормировании амплитуд, например, такой, чтобы их среднее значение равнялось единице, в первом приближении эти оценки можно принять равными нулю. Тогда

$$A_I \approx \ln k_o, \quad A_{II} \approx \ln k_b, \quad A_{III} \approx \ln k_n, \quad A_{IV} \approx \ln k_y.$$

Используя первые приближения, можно провести повторные вычисления $A_I, A_{II}, A_{III}, A_{IV}$ и получить уточненные значения. Процесс продолжается до тех пор, пока разница оценок при двух последовательных итерациях не станет достаточно малым. Условие случайности произведений под знаком сумм в формулах (III.16a), (III.16b) означает отсутствие протяженных искажений A_{II} и A_{III} , коррелированных в пределах совокупностей N_1, N_2 , т. е. на расстояниях, равных длине гидографа или больше. В общем случае такие искажения, как и при одновременном способе оценки, не

могут быть найдены. Однако при рациональном выборе очередности вычислений способ последовательной оценки искажений оказывается эффективным и при наличии протяженных флюктуаций. Например, пусть искажения k_v некоррелированы на расстояниях, равных длине годографа, а искажения k_n некоррелированы на расстояниях, сравнимых с общей длиной профиля. В таком случае решение может быть получено следующим образом. Рассмотрим совокупность амплитуд, характеризующих интенсивность колебаний на сейсмограмме ОГТ во временном окне, границы которого соответствуют границам определенной пачки отражений.

В качестве первого шага вычислений определим среднее значение логарифма амплитуды на каждой сейсмограмме в выбранном окне, а затем вычтем это значение из логарифмов амплитуд отдельных трасс. Тем самым амплитуды будут нормированы к среднему значению в пределах сейсмограммы ОГТ, благодаря чему в первом приближении исключается влияние изменчивости коэффициентов отражения вдоль профиля. Далее определим приближенные оценки k_y , k_n и k_v по значениям нормированных амплитуд. Начнем с определения оценок k_y с помощью последнего из уравнений (III.16б). Благодаря нормированию, можно принять, что в нем $k_o = 1$. Значения k_v и k_n по условию некоррелированы в пределах всего профиля, поэтому, используя при вычислениях совокупности равноудаленных трасс по всем сейсмограммам, найдем усредненную зависимость $\ln k_y$ от расстояния. Аналогичный результат получим, если в качестве первого этапа найти приближенные значения k_o из (III.16а), а затем, подставив их в последнее из соотношений (III.16б), определить оценки k_y .

После введения в нормированные амплитуды поправки за удаления получим значения, искаженные в первом приближении только неидентичностью условий возбуждения и приема. Это равнозначно предположению, что в первых двух уравнениях (III.16б) не только $k_o = 1$, но и $k_y = 1$. При определении величин k_n и k_v рациональнее начать с определения первой из них по величине A_{111} в уравнении (III.16б), так как благодаря небольшому интервалу корреляции величины k_v сумма в правой части выражения для A_{111} будет достаточно быстро стремиться к нулю. Оценки k_n после подстановки их в первое из уравнений (III.16б) позволят найти первое приближение для значений k_v . Полученные после исправления за k_y , k_n и k_v значения амплитуд вновь подвергаются обработке с соблюдением той же последовательности вычислений. В результате нескольких итераций удается удовлетворительно компенсировать искажения амплитуд, связанные с изменчивостью условий возбуждения и приема даже в условиях наличия протяженных флюктуаций k_o и k_n . Если для вычислений используются амплитуды спектральных составляющих, то в результате коррекции будут компенсированы искажения не только интенсивности, но и частотного состава отражений.

Отметим, что общей особенностью рассматриваемого подхода является такой выбор последовательности вычислений, при котором

очередность оценки и компенсации влияния какого-либо фактора определяется предполагаемой протяженностью его флюктуации — чем она больше, тем раньше должно быть учтено влияние фактора.

При практической реализации всех рассмотренных выше способов учета неидентичности условий возбуждения и приема важное значение имеет исключение из обработки участков трасс, на которых доминируют помехи. С этой целью до начала коррекции анализируют частотный и амплитудный состав колебаний и по его результатам отбраковывают трассы. Неясен пока вопрос о влиянии интенсивности помех на результаты определения и учета искажений. Очевидно, что эффективность всех способов должна снижаться при уменьшении соотношения сигнал/помеха, но сравнение погрешностей способов не проводилось. Заметим, что потенциальным преимуществом способов раздельной оценки искажений является возможность контроля влияния помех. Малое различие оценок, найденных для разных отражений (или пачек отражений), свидетельствует о надежном определении величин $k_{\text{пп}}$ и $k_{\text{в}}$. Наоборот, большое различие свидетельствует о неэффективности процедуры.

Особенности применения методики восстановления амплитуд

Коррекция амплитуд в самом начале обработки приводит к некоторым проблемам. В связи с тем, что скорости $v_{\text{огт}}$ точно не известны, коррекция за кривизну фронта может быть выполнена лишь приближенно. Оценим возникающие при этом погрешности и требования к точности задания априорных значений скорости. При пологом залегании границ на погрешности восстановления амплитуд практически будет влиять только погрешность определения $v_{\text{огт}}$. Из формулы (III.4) следует, что

$$\frac{\Delta A}{A} = \frac{\Delta D}{D} \approx 2 \frac{\Delta v_{\text{огт}}}{v_{\text{огт}}}, \quad (\text{III.17})$$

где $\Delta A/A$ и $\Delta v_{\text{огт}}/v_{\text{огт}}$ — погрешности определения амплитуды и скорости.

Если условно считать пренебрежимо малыми погрешности, не превышающие 10 %, то скорости должны быть заданы с погрешностью 5 %. Априорные значения скоростей суммирования $v_{\text{огт}}$, как правило, известны с такой точностью, но встречаются и ситуации, когда погрешность достигает 5—10 %. Погрешность определения амплитуд при этом может составить до 20 %. При малой изменчивости $v_{\text{огт}}$ по профилю и площади такой погрешностью часто можно пренебречь, поскольку она не повлияет на соотношения амплитуд вдоль каждой границы, а лишь исказит соотношения интенсивностей разных по глубине отражений. При значительных горизонтальных градиентах истинных скоростей $v_{\text{огт}}$ возникнут

нежелательные ложные аномалии амплитуд вдоль отражающих границ, значения которых также определяются из (III.17). Если горизонтальные изменения скорости заранее известны, то они учитываются программным путем. Если же эти изменения выявлены лишь на этапе скоростного анализа, то необходима повторная коррекция амплитуд. Повторная коррекция может проводиться не по сейсмограммам, а по окончательным разрезам, т. е. почти без дополнительных затрат машинного времени. Такая возможность возникает, если характер изменения интенсивности отражений вдоль гидографов подлежащих изучению волн при априорных и вновь найденных скоростях $v_{\text{огт}}$ мало различается. Коррекция амплитуд по разрезу проводится путем их умножения на величину $D_2(t_0)/D_1(t_0)$, где D_1 и D_2 — усилия, соответствующие априорным и окончательным скоростям $v_{\text{огт}}$.

Определим условия, в которых достаточно ограничиться коррекцией для горизонтально-слоистой среды. Погрешности, возникающие за счет пренебрежения углами наклона, оценим, предположив, что границы в среде имеют плоскую форму, пластовые скорости постоянны, профиль ориентирован вкрест простирания границ. Тогда вторые производные в (III.6) будут равны нулю, скорость $v_{\text{огт}}(Y)$ будет равна $v_{\text{гор}}$ — скорости суммирования для горизонтально-слоистой среды. Выражение (III.6) примет вид

$$D_0(t_0) = v_{\text{огт}}(X) v_{\text{гор}} t_0^2 / v_1.$$

Сравнивая его с (III.3), видим, что погрешность коррекции амплитуд при использовании в рассматриваемом случае формулы для горизонтально-слоистой среды составит

$$A_{\text{накл}}/A_{\text{гор}} = v_{\text{огт}}(X)/v_{\text{гор}},$$

где $A_{\text{накл}}$ — значение амплитуды при учете угла наклона; $A_{\text{гор}}$ — то же без учета этого угла.

На основании (II.31) имеем

$$\frac{A_{\text{накл}}}{A_{\text{гор}}} = \frac{1}{\sqrt{1 - \frac{v_{\text{гор}}^2}{4} \left(\frac{dt_0}{dX}\right)^2}}.$$

Отсюда следует, что погрешность может стать заметной (несколько процентов) при изучении сред с высокими скоростями и большими наклонами границ, когда изменение времени t_0 на базе 1 км составляет свыше 0,15 с.

Возможность пренебрежения кривизной границ оценим, рассматривая отражение от свода цилиндрической поверхности, покрытой средой с постоянной скоростью. Кривизна границ наибольшим образом скажется при наблюдениях на профиле, проходящем вкрест простирания. В таком случае, согласно (III.6):

$$D_0(t_0) = \frac{v_{\text{гор}}}{v_1} \left(\frac{1}{t_0 v_{\text{гор}}^2} - \frac{1}{4} \frac{d^2 t_0}{dX^2} \right)^{-0.5}.$$

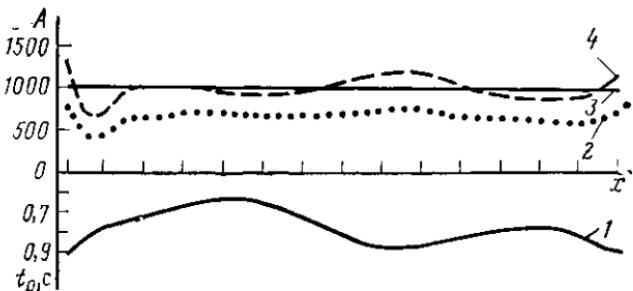


Рис. 40. Изменение вдоль разреза амплитуды отражения от границы (1) с постоянным коэффициентом отражения до (2) и после коррекции амплитуд за геометрическое расхождение, выполненной с учетом (3) и без учета (4) формы границы

Скорости $v_{\text{огт}}(X)$ и $v_{\text{огт}}(Y)$ обозначены здесь как $v_{\text{гор}}$, так как кривизна границы не влияет на величину скорости суммирования (гл. II). Разделив полученное соотношение на (III.3), найдем, что погрешность при восстановлении амплитуд составит

$$\frac{A_{\text{крив}}}{A_{\text{гор}}} = \sqrt{1 - \frac{t_0 v_{\text{гор}}^2}{4} \frac{d^2 t_0}{dx^2}}.$$

Здесь $A_{\text{крив}}$ — значение амплитуды при учете кривизны; $A_{\text{гор}}$ — то же при коррекции для горизонтально-слоистой среды. Если покрывающая границу среда однородна, то $t_0 = 2H/v_{\text{гор}}$, где H — глубина границы, благодаря чему получаем

$$\frac{A_{\text{крив}}}{A_{\text{гор}}} = \sqrt{1 - \frac{H}{R}},$$

где

$$R = \left(\frac{d^2 H}{d X^2} \right)^{-1}$$

— радиус кривизны границы. Заметим, что формула справедлива при $H < |R|$, при $H \geq |R|$ нарушаются условия справедливости лучевого приближения.

Для платформенных структур характерны радиусы кривизны порядка десятков или даже сотен километров. В этом случае неучет кривизны не будет проявляться в виде существенных амплитудных искажений. Для складчатых районов радиусы кривизны могут составлять 20 км и менее. В таких районах пренебрежение кривизной может исказить амплитудные соотношения (рис. 40).

Коррекция амплитуд на частотное затухание в начале обработки хотя и возможна, но обычно нецелесообразна. Величина коэффициента затухания и его влияние на изменение амплитуд, как правило, малы, поэтому параметры усиления, корректирующего

частотное затухание, подбираются с заметной погрешностью. Чтобы оценить ее количественно, несколько преобразуем соотношение (III.11). Умножив и разделив показатель экспоненты на значение преобладающей частоты колебаний f_0 , получим

$$a(t_0)v_{\text{ср}}(t_0)t_0 = \vartheta f_0 t_0.$$

При погрешности $\Delta\vartheta$ определения декремента погрешность корректирующего усиления $D(t_0)$ и соответственно погрешность определения амплитуды A составит

$$A'/A = e^{\Delta\vartheta f_0 t_0},$$

где A' — значение амплитуды после коррекции.

Согласно [130] погрешности определения декрементов по данным сейсморазведки составляют не менее 0,01. При частотах 25—35 Гц и различии времен t_0 (вдоль границы или между границами) до нескольких десятков секунд погрешность определения амплитудных соотношений составит 10—15 %.

Эта погрешность приводит к таким же искажениям амплитудных соотношений вдоль границ и между ними, что и при восстановлении амплитуд без учета затухания. Следовательно, коррекция за поглощение и тонкую слоистость неподеленообразна. Эффективность учета частотного затухания можно повысить, если реализовать эту процедуру в два этапа: коррекция в начале обработки, при которой используют априорную информацию о затухании или считают его пренебрежимо малым, и уточненная коррекция, учитывающая результаты определения параметров затухания (см. раздел 8), полученные для изучаемого объекта.

Существенное влияние на амплитуду окончательного временного разреза оказывает точность определения скорости суммирования и точность определения нерегулярных фазовых сдвигов, связанных со статическими поправками и негиперболичностью годографов. Чтобы оценить требования к фазовой идентичности отражений перед суммированием, примем, что форма фазы колебания аппроксимируется функцией

$$\cos \frac{2\pi}{T} (t + \Delta t),$$

где T — видимый период; Δt — остаточные фазовые сдвиги. Учитывая, что для выявления амплитудных аномалий используют материалы хорошего качества, будем считать, что $\Delta t \ll T$. Так как нас интересуют колебания вблизи экстремума, значение t можно считать близким к нулю.

Предположим, что кинематические поправки введены правильно. Тогда можно считать, что математическое ожидание фазовых сдвигов $\overline{\Delta t} = 0$. Представим каждое из суммарных колебаний в виде

$$\cos \frac{2\pi}{T} (t + \Delta t) = \cos \frac{2\pi t}{T} \cos \frac{2\pi}{T} \Delta t - \sin \frac{2\pi t}{T} \sin \frac{2\pi}{T} \Delta t.$$

Вследствие малости $\Delta t/T$ имеем

$$\cos \frac{2\pi}{T} \Delta t \approx 1 - \frac{2\pi^2 \Delta t^2}{T^2},$$

$$\sin \frac{2\pi}{T} \Delta t \approx \frac{2\pi}{T} \Delta t.$$

Амплитуда колебания, полученного после суммирования,

$$A_{\Sigma} = \sum \cos \frac{2\pi}{T} (t + \Delta t) = \cos \frac{2\pi}{T} t \sum \left(1 - \frac{2\pi^2 \Delta t^2}{T^2} \right) - \\ - \frac{2\pi}{T} \sin \frac{2\pi t}{T} \sum \Delta t.$$

Значение $\sum \Delta t = 0$, так как $\bar{\Delta t} = 0$. Следовательно,

$$A_{\Sigma} = \cos \frac{2\pi}{T} t \sum \left(1 - \frac{2\pi^2 \Delta t^2}{T^2} \right) = N \cos \frac{2\pi}{T} \left(1 - \frac{2\pi^2}{NT^2} \sum \Delta t^2 \right).$$

Относительная погрешность определения амплитуды A_{Σ} , полученной после суммирования,

$$\frac{\Delta A_{\Sigma}}{A_{\Sigma}} = \frac{NA_0 - A_{\Sigma}}{NA_0} = \frac{2\pi^2}{NT^2} \sum_1^N (\Delta t)^2, \quad (\text{III.18})$$

где N — кратность суммирования; $A_0 = \cos(2\pi/T)t$ — амплитуда в отсутствии сдвигов.

Учтем, что

$$\sum \Delta t^2 = (N - 1) \sigma^2(\Delta t),$$

где $\sigma^2(\Delta t)$ — дисперсия фазовых сдвигов.

После подстановки в (III.18) получим

$$\frac{\Delta A_{\Sigma}}{A_{\Sigma}} = \frac{2\pi^2 (N - 1)}{N} \left(\frac{\sigma(\Delta t)}{T} \right)^2 \approx 20 \left(\frac{\sigma(\Delta t)}{T} \right)^2.$$

Чтобы погрешность определения A_{Σ} не превышала 10 %, должно выполняться условие $\sigma(\Delta t)/T < 0,07$. При типичных значениях $T = 0,03 \div 0,04$ средняя квадратичная погрешность сдвигов должна быть не более 0,002—0,003 с. Это достаточно жесткое условие обуславливает высокие требования к точности учета статических поправок. Важное значение этой процедуры стало более понятным после того, как были выявлены различия реальных годографов ОГТ и гипербол. Хотя абсолютное значение отклонений от гиперболы невелико (в среднем 0,001—0,002 с), они сохраняются после ввода кинематических поправок. Небольшие отклонения годографов ОГТ от гиперболы в совокупности с остаточными погрешностями определения статических сдвигов могут в среднем превышать 0,002—0,003 с и приводить к заметному разбросу амплитуд вдоль отражающих границ, вуалирующему действительные аномалии амплитуд.

Рассмотрим теперь влияние сдвигов Δt , обусловленных только неточностью определения скорости суммирования. В таком случае

погрешность определения амплитуд за счет погрешностей ввода кинематических поправок будет незначительна (несколько процентов), если временной сдвиг на крайнем канале

$$\Delta t_{\max} \leq 0,1T.$$

Часто максимальная длина используемых для суммирования годографов примерно равна глубине залегания границы, поэтому $t_{\max} \approx 0,12t_0$. Учитывая это и соотношение $\Delta t_{\max} \approx \approx 2t_{\max} (\Delta v_{\text{огт}} / v_{\text{огт}})$, погрешности определения $v_{\text{огт}}$ не приведут к значительным погрешностям определения A_x , если выполняется условие

$$\Delta v_{\text{огт}} / v_{\text{огт}} \leq 0,4T/t_0.$$

При $T = 0,03\text{--}0,04$ с ($f_0 = 25\text{--}33$ Гц) это означает, что скорости суммирования должны быть найдены с погрешностью до долей процента. Как и при введении поправок за кривизну фронта, основное значение имеют горизонтальные вариации $v_{\text{огт}}$, неучет которых будет приводить к возникновению ложных аномалий вдоль отражающих границ и искажению действительных аномалий. Даже при малой горизонтальной изменчивости скоростей (несколько процентов) погрешности определения $v_{\text{огт}}$ существенно скажутся на амплитудах и приведут при суммировании к искажениям интенсивности отражений на разрезе.

При изучении динамики отражений для высокоточной коррекции статических и кинематических поправок, а также для учета негиперболичности целесообразно принудительно смещать времена фаз отражений строго на одно и то же время, равное времени t_0 . Эта процедура производится в два этапа: вначале итеративным путем определяются статические поправки, негиперболичность и кинематические поправки, а затем, после ввода поправок, производится принудительная автоматическая коррекция остаточных фазовых сдвигов, обусловленных погрешностями определения поправок на предшествующем этапе. Автоматическое определение остаточных сдвигов основано на определении поправки, при которой максимизируется функция взаимной корреляции трасс (или сходная функция амплитуд). Вследствие квазигармонического характера сейсмических записей автоматическая оценка сдвигов выполняется устойчиво, если их величина меньше полупериода. Следовательно, до начала автоматической коррекции положение оси синфазности, определяемое суммой кинематических и статических поправок, должно быть известно с высокой точностью. В частности, чтобы Δt_{\max} было меньше полуперIODА, значения $v_{\text{огт}}$ должны быть найдены с погрешностью не свыше 2—3 %. Определение $v_{\text{огт}}$ с такой погрешностью возможно, если малы остаточные статистические поправки. С другой стороны, статистические поправки будут найдены с достаточной точностью, если невелики погрешности определения кинематических поправок. Отсюда следует необходимость использования итеративного режима при определении

статических и кинематических поправок на первом этапе коррекции временных сдвигов.

Остаточные погрешности определения кинематических поправок, а также негиперболичность изменяются по разрезу, поэтому второй автоматический этап коррекции целесообразно выполнять отдельно для каждой толщи, представляющей разведочный интерес. Дополнительный выигрыш в результате автоматической коррекции появляется за счет улучшения условий суммирования высокочастотных составляющих спектра, благодаря чему уменьшаются частотные искажения и увеличивается разрешенность осей синфазности на временных разрезах. Отметим, что предварительная итеративная оценка статических и кинематических сдвигов и, особенно, окончательная автоматическая коррекция эффективно выполняются, если отношение сигнал/помеха превышает единицу.

Нерешенной до сих пор задачей является разработка процедур миграции с сохранением амплитуд. При изучении границ со значительными углами наклона, особенно на больших глубинах, использование миграции необходимо для установления истинного взаимного положения отражающих границ и, в частности, выявления возможных отражений от газожидкостных и водонефтяных контактов залежей. После применения миграции истинные амплитудные соотношения искажаются, так как миграция на основе дифракционного преобразования или решения волнового уравнения способом конечных разностей проводится без учета влияния углов наклона, кривизны и потерь энергии, обусловленных образованием кратных и обменных волн при преломлении на границах покрывающей среды.

Важное значение при выявлении амплитудных и частотных аномалий имеет рациональная визуализация разрезов. Наиболее эффективно комбинированное воспроизведение, совмещающее достоинства способов отклонений и переменной ширины. Для одновременного просмотра аномалий, приуроченных к максимальным и минимальным фазам, целесообразно применять унипольярное воспроизведение, при котором фазы разного знака записываются отклонениями одинаковой полярности. Еще более эффективным является переход от визуализации амплитуд отдельных фаз сигналов к визуализации огибающих сигналов.

Горизонтальный масштаб разреза выбирается таким, чтобы обеспечить линейное воспроизведение аномалий. Для этого отражения с максимальными амплитудами (соответствующие коэффициентам отражения 0,2—0,3) должны воспроизводиться отклонениями 3—5 мм. В таком случае слабые отражения, соответствующие коэффициентам отражения в несколько сотых долей, воспроизводятся вполне отчетливыми отклонениями около 0,5 мм, так что весь диапазон изменения интенсивности отражений линейно отображается на разрезе и контролируется визуально. Расстояния между трасами на временном разрезе должны соответствовать максимальным отклонениям, т. е. составлять не менее 2—3 мм.

Вертикальный масштаб временного разреза также целесообразно выбирать достаточно крупным, чтобы визуально можно было выявить изменения преобладающего периода на 10—20 %, т. е. на 2—4 мс. Полагая, что увеличение периода на 0,002—0,004 с может быть выявлено, если ему соответствует смещение на 0,5 мм, получаем, что на времени 0,1 с оно должно составлять 1,5—2,5 см. Таким образом, при изучении отражающих свойств границ разрезы должны строиться в гораздо более крупном масштабе, чем это принято для структурных построений. Чтобы при этом упростить структурный анализ данных сейсморазведки, целесообразно разрезы строить в двух масштабах — мелком (обзорном) и крупном.

До перехода к геологической интерпретации важно оценить, не могли ли появиться ложные аномалии за счет погрешностей методики наблюдения и обработки. Отметим наиболее часто встречающиеся источники ложных аномалий.

1. Нестабильность параметров системы полевых наблюдений: пропуск пунктов возбуждения, использование на концах профилей только близких или только дальних каналов записи. Эти искажения выявляют путем сопоставления положения аномалий с положением участков изменения параметров систем наблюдений.

2. Фокусировка или дефокусировка энергии за счет неплоской формы отражающих границ. Эти искажения устанавливают по приуроченности максимумов амплитуд к участкам вогнутости границ, а минимумов амплитуд — к выпуклым участкам границ. Можно надеяться, что после внедрения в практику способов коррекции амплитуд за кривизну фронта в условиях неплоских границ ложных аномалий на разрезе не будет.

3. Погрешности коррекции интенсивности колебаний на неидентичность условий возбуждения (приема) или изменение коэффициентов прохождения в верхней части разреза. Аномалии соответствующего происхождения повторяются по разным отражающим границам на одном и том же участке профиля. Для устранения этого эффекта обычно необходима стационаризация.

4. Погрешности коррекции статических и кинематических поправок, а также негиперболичности годографов. Отличительной особенностью ложных аномалий такого происхождения является уменьшение их величины при повышении точности определения поправок, например ослабление аномалий после автоматической коррекции остаточных фазовых сдвигов. Ложные аномалии рассматриваемого происхождения повторяются на близко расположенных отражающих границах. Для устранения искажений необходима тщательная коррекция временных сдвигов, особенно их длиннопериодной составляющей по профилю.

5. Интерференция на временных разрезах волн от наклонных границ, расположенных на разных участках разреза. Для установления такого рода искажений необходимо совместно использовать временные разрезы с сохранением амплитуд и разрезы с мигра-

цией, а также выявлять по спектрам скорости и исключать из рассмотрения участки «боковых» отражений.

6. Интерференция однократных отражений с волнами-помехами, прежде всего кратными отраженными волнами. Этот источник ложных аномалий представляет чаще всего наибольшую опасность. Так, если интенсивность кратных волн после суммирования составляет всего одну треть от интенсивности однократной волны, то на участке, где происходит синфазное сложение однократной и кратной волн, амплитуда окажется в 2 раза больше амплитуды на участке, где те же волны суммируются в противофазе. В то же время наличие кратных волн столь небольшой интенсивности почти не скажется на форме осей синфазности разреза. Для распознавания аномалий, обусловленных интерференцией с кратными волнами, основное значение имеет тщательный анализ вертикальных спектров скорости и результатов сканирования скоростей при построении временных разрезов.

В результате анализа технологии полевых наблюдений, оценки свойств помех и эффективности ослабления помех при обработке для геологической интерпретации оставляют только такие аномалии, появление которых с высокой степенью вероятности связано с изменением пород на глубине.

7. АНАЛИЗ ЭФФЕКТИВНЫХ ($v_{\text{огт}}$) И ИНТЕРВАЛЬНЫХ СКОРОСТЕЙ

Способы скоростного анализа, используемые при прогнозировании состава и свойств пород геологического разреза, включают детальное изучение скоростей суммирования по годографам ОГТ вдоль основных отражающих границ и определение интервальных скоростей. В основу применяемых в настоящее время способов определения скоростей по сейсмическим данным положено предположение, что изучаемую среду можно аппроксимировать двухмерной моделью толстых слоев с плоскими или криволинейными границами.

Значения скоростей, используемые для геологической интерпретации, рассчитываются после фильтрации и деконволюции полевых записей, обеспечивающих повышение отношения сигнал/помеха и улучшение разрешенности отражений и после коррекции статических поправок, благодаря чему уменьшаются нерегулярные фазовые сдвиги вдоль годографов. Кроме того, для обоснованного задания параметров основных процедур выполняется вертикальный скоростной анализ и суммирование по ОГТ.

Вертикальный скоростной анализ осуществляют путем непрерывного определения значений $v_{\text{огт}}$ для различных времен t_0 через каждые 1—3 км вдоль профилей. По полученным спектрам скорости определяют диапазон значений $v_{\text{огт}}$ однократных волн, используя сравнение полученных значений с априорной геолого-геофизической информацией, прежде всего с данными сейсмокартажа. Точность определения скоростей при вертикальном анализе

обычно достаточна только для последующего удовлетворительного суммирования однократных отражений при построении разреза, но не для оценки интервальных скоростей. Дополнительное повышение точности достигается при переходе к горизонтальным спектрам скорости, вычисляемым для конкретных отражений непрерывно вдоль профилей. Обычно горизонтальные спектры определяют для всех отражений с высоким отношением сигнал/помеха.

Собственно процесс определения скоростной модели состоит из трех основных этапов (см. рис. 33, левая ветвь графа обработки).

1. Фазового прослеживания основных отражающих границ на предварительных временных разрезах с целью определения значений $t_0(X)$. Определение значений t_0 является стандартной операцией, так что этот этап в дальнейшем не рассматривается.

2. Расчета горизонтальных спектров скорости, заключающегося в определении по сейсмограммам ОГТ скоростей $v_{\text{огт}}(X)$ для значений $t_0(X)$, найденных при фазовом прослеживании.

3. Расчета интервальных скоростей по полученным на первых двух этапах данным о $t_0(X)$ и соответствующим им $v_{\text{огт}}(X)$.

Определение $v_{\text{огт}}(X)$

Применяемые на практике алгоритмы определения $v_{\text{огт}}$ по сейсмограммам основаны на предположении о правомерности аппроксимации годографов ОГТ гиперболами вида (II.25). Соотношение (II.25) является точным только для отражающей границы, покрытой средой с постоянной скоростью v_1 .

Для ряда других толстослоистых, в том числе анизотропных сред, лучше соответствующих реальным условиям, соотношение (II.25) обеспечивает приемлемую для скоростного анализа точность аппроксимации годографов ОГТ, если покрывающая среда аппроксимирована слоистой однородной моделью, либо слоем с линейным изменением истинной или средней скорости с глубиной [61]. При значительной кривизне границ в покрывающей среде, особенно в ее верхней части, использование соотношения (II.25) правомерно лишь при малой скоростной дифференциации.

Практически скорость $v_{\text{огт}}$ определяется путем анализа значений некоторого функционала, вычисляемого по амплитудам в пределах временного окна гиперболической формы. Положение центра окна при $x=0$ задается значением t_0 . Для каждого заданного t_0 перебираются значения функционала в зависимости от значений $v_{\text{огт}}$ и выбирается такое из них, которое максимизирует функционал. По ряду причин целесообразнее перебирать не сами величины $v_{\text{огт}}$, а зависящий от них временной сдвиг τ_{\max} на крайнем канале расстановки ОГТ:

$$\tau_{\max} = t(x_{\max}) - t_0 = \sqrt{t_0^2 + \frac{x_{\max}^2}{v_{\text{огт}}^2}} - t_0. \quad (\text{III.20})$$

Простейшим из способов скоростного анализа является вычисление функционала путем суммирования амплитуд колебаний в пределах временного окна.

Более широко используется функционал F , называемый коэффициентом подобия [114], оценивающий отношение энергии суммы трасс к средней энергии отдельной трассы:

$$F_{\Sigma}(t_0, v_{\text{огт}}) = \frac{\sum_{t_i=t_k-0,5 \Delta t}^{t_i=t_k+0,5 \Delta t} \left[\sum_{k=1}^N A(t_i) \right]^2}{N \sum_{k=1}^N \sum_{t_i=t_k-0,5 \Delta t}^{t_i=t_k+0,5 \Delta t} A^2(t_i)}, \quad (\text{III.21})$$

где Δt — ширина временного окна; A — отсчет амплитуд; t_i — время на k -й трассе в пределах окна $t_k \pm \Delta t$, располагающегося на сейсмограмме в соответствии с уравнением годографа (II.25); N — число трасс сейсмограммы ОГТ.

Если положение временного окна совпадает с направлением оси синфазности регулярной волны, а помехи отсутствуют, то коэффициент подобия составляет единицу. Если синфазные колебания в пределах временного окна отсутствуют, энергия суммарного колебания оказывается малой по сравнению со средней энергией трассы и коэффициент подобия при возрастании N стремится к нулю. Коэффициент подобия по сравнению с суммированием обладает примерно вдвое большей помехоустойчивостью и разрешающей способностью.

Помимо коэффициента подобия, используются и другие нелинейные операторы [88], однако их эффективность мало отличается от эффективности оператора (III.21).

Методика определения $v_{\text{огт}}$. Для заданных сейсмогеологических условий и при оптимальности предшествующей обработки точность вычислений $v_{\text{огт}}$ по единичной сейсмограмме зависит от ширины временного окна и длины годографов.

При больших (свыше 3) отношениях сигнал/помеха хорошая помехоустойчивость и высокая точность определений $v_{\text{огт}}$ достигаются, если ширина окна близка к длительности импульса отраженной волны, т. е. составляет 30—40 мс. Использование меньших Δt обычно нецелесообразно, так как на результатах скоростного анализа начинают заметно сказываться небольшие погрешности определения времен t_0 и статических поправок. Увеличение Δt повышает помехоустойчивость определений $v_{\text{огт}}$, но снижает разрешающую способность скоростного анализа, так как в пределах окна располагается все большее число отражений. Максимальные значения Δt (2—3 Т) используют при отношениях сигнал/помеха, близких к единице.

Известно, что при определении скорости по годографам гиперболической формы точность результатов резко возрастает с увеличением длины годографа. Влияние увеличения длины годографа на

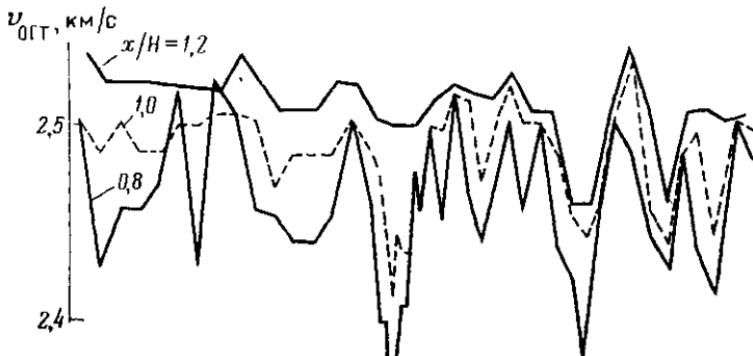


Рис. 41. Уменьшение разброса значений $v_{0\text{GT}}$ при увеличении длины годографа

уменьшение разброса значений $v_{0\text{GT}}$, найденных по полевым материалам, хорошо видно из рис. 41. При изучении реальных сред ограничением для использования годографов большой длины является отличие их формы от гиперболической, связанное с эффектами преломления волн на вышележащих границах, тонкой слоистостью реальных сред и другими причинами. Влияние всех этих факторов возрастает с увеличением углов наклона лучей. На рис. 42 показаны горизонтальные спектры скорости, найденные по годографам негиперболической формы. Увеличение длины годографа в этом случае приводит к усложнению формы спектров, вследствие чего надежность определений $v_{0\text{GT}}$ снижается. Как показывает опыт обработки полевых материалов, максимальная длина годографов, при которой их негиперболичность еще мало

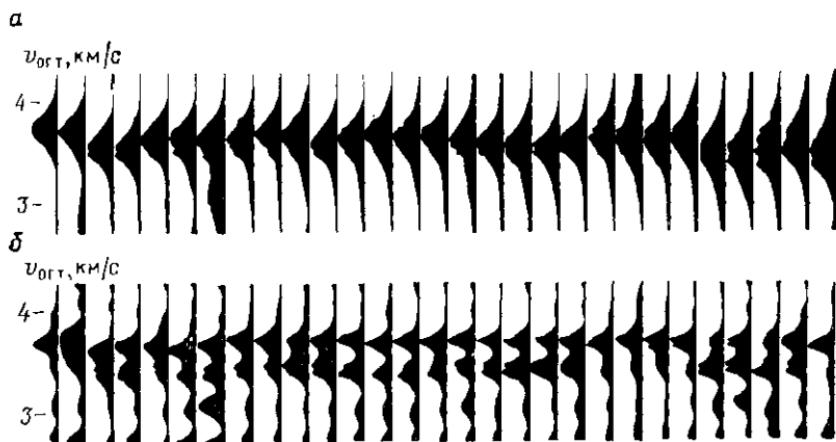


Рис. 42. Влияние увеличения длины негиперболических годографов на форму спектров скорости.

a — спектры при небольшой длине годографа ($x/H=0,8$); *б* — то же, при увеличении длины в 1,5 раза

сказывается на форме спектров, обычно примерно равна глубине залегания отражающей границы.

На таких расстояниях при близком к горизонтальному залеганию границ $\tau_{\max} \approx 0,12t_0$.

Из полученного на основании формулы (III.20) выражения, связывающего погрешности определения $v_{\text{ОГТ}}$ и τ_{\max}

$$\frac{\Delta v_{\text{ОГТ}}}{v_{\text{ОГТ}}} \approx \frac{\Delta \tau_{\max}}{2\tau_{\max}}, \quad (\text{III.22})$$

находим, что при использовании максимально допустимой длины гидографов

$$\frac{\Delta v_{\text{ОГТ}}}{v_{\text{ОГТ}}} \approx \frac{\Delta \tau_{\max}}{0,24t_0}. \quad (\text{III.23})$$

Для петрофизического прогноза интервальные скорости могут быть определены достаточно точно, если погрешность определения $v_{\text{ОГТ}}$ составляет десятые доли процента.

Учитывая (III.23), это условие примерно равносильно условию

$$\Delta \tau_{\max} < 0,001t_0.$$

Такая погрешность при используемых в настоящее время частотах практически не может быть достигнута, так как значения τ_{\max} даже в отсутствии помех не могут быть найдены погрешностью с менее 0,002 с, если энергия колебаний находится в области частот ниже 50—60 Гц. Отсюда вытекает, что для достижения необходимой точности скоростного анализа должно выполняться усреднение значений $v_{\text{ОГТ}}$, найденных в пределах нескольких соседних сейсмограмм ОГТ.

Предположим, что ширина окна и длина гидографа выбраны оптимальным образом. В таком случае точность определения $v_{\text{ОГТ}}$ будет зависеть от влияния волн-помех и разброса параметров отраженной волны вдоль сейсмограммы ОГТ. При наличии на сейсмограмме только сигнала случайный разброс его амплитуд и преобладающих частот существенно не сказывается на точности определения $v_{\text{ОГТ}}$. Аналогичным будет влияние и систематических изменений амплитуд и частот отраженной волны с расстоянием. Случайный разброс времен прихода оказывает весьма существенное влияние. Если средний квадратичный разброс составляет около 0,2 преобладающего периода сигнала, значение функционала (III.21) приближается к значению, соответствующему результатам обработки сейсмограммы с записью нерегулярного шума.

В связи с этим важнейшее значение имеет высокоточная коррекция фазовых сдвигов. Так как они определяются по отношению к гиперболе, положение которой задается искомой величиной $v_{\text{ОГТ}}$, то оптимальное решение задачи достигается путем итеративного процесса коррекции. Дополнительно точность определения скорости повышается за счет суммирования соседних спектров скорости или же соседних сейсмограмм ОГТ (рис. 43). Из рис. 43

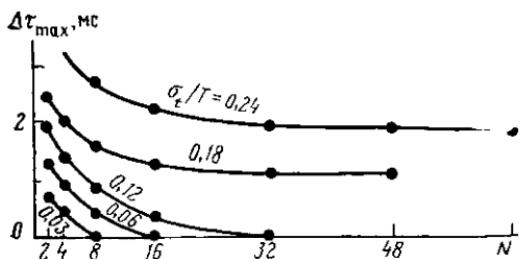


Рис. 44. Влияние интенсивности нерегулярных помех на точность определения τ_{\max} в зависимости от случайного разброса времен годографа [43]. Приведены результаты суммирования 16 сейсмограмм

видно, что при усреднении менее четырех сейсмограмм даже незначительный разброс времен (0,002 с для преобладающей частоты 30 Гц) приводит к заметному снижению точности.

Наложение на запись отраженных волн фона нерегулярных помех заметно сказывается на точности определения $v_{\text{огт}}$ при низких значениях отношения сигнал/помеха n , а также при большом разбросе времен прихода отражений (рис. 44). Суммирование сейсмограмм или спектров и в этом случае заметно повышает помехоустойчивость скоростного анализа. При слабых помехах эффективные результаты достигаются при суммировании 2—4 сейсмограмм ($n \approx 10$), в более сложных условиях необходимо суммировать до нескольких десятков сейсмограмм (см. рис. 45, $n \approx 1$).

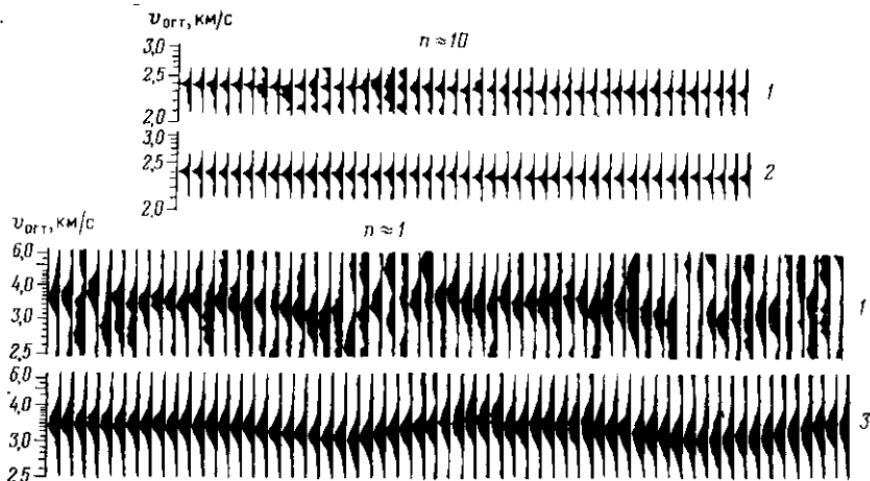


Рис. 45. Спектры скорости, полученные по одной сейсмограмме (1) и при суммировании четырех (2) и тридцати двух (3) сейсмограмм [59]

Рис. 43. Зависимость погрешности определения τ_{\max} от числа суммируемых сейсмограмм [43].

σ_t — среднеквадратический случайный разброс времен годографа, T — преобладающий период

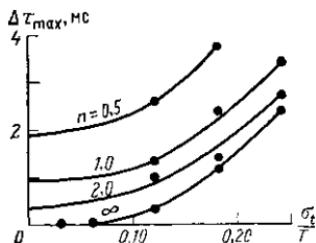
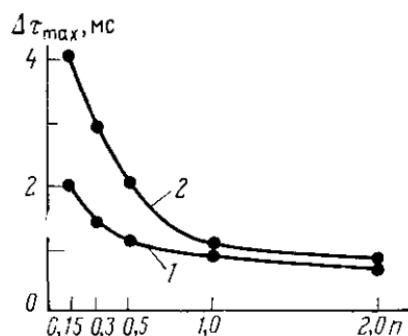


Рис. 46. Эффективность суммирования сейсмограмм (1) или спектров (2) для различных отношений сигнал/помеха [59]



Представляет интерес сравнение результатов накапливания сейсмограмм ОГТ с результатами накапливания такого же количества спектров, каждый из которых вычислен по одной сейсмограмме. На рис. 46 показаны найденные по тестовым сейсмограммам значения среднего квадратического разброса величин τ_{\max} в зависимости от отношения сигнал/помеха. При высоком уровне нерегулярных волн-помех суммирование спектров дает точность в 2–3 раза ниже, чем суммирование сейсмограмм.

Точность и разрешающая способность скоростного анализа по отношению к интерференции регулярных волн подробно исследованы для случая наложения двух отраженных волн [60, 88], например однократной и кратной, или волн, отраженных от кровли и подошвы слоя. Если нерегулярные помехи, а также фазовые сдвиги отсутствуют, а времена t_0 и амплитуды интерферирующих волн равны, то волны будут разрешены на спектрах, когда разность значений τ_{\max} превышает $0,7\text{--}0,8T$. Если совпадают значения τ_{\max} , величины $v_{\text{огт}}$ будут найдены без систематических смещений при условии, что $\Delta t_0 > 1,2T$. При меньших различиях между параметрами интерферирующих волн значения $v_{\text{огт}}$ определяются с систематической погрешностью. При выполнении условия

$$\sqrt{(\Delta t_0)^2 + (\Delta\tau_{\max})^2} \leqslant 0,5T$$

двум интерферирующему волнам будет соответствовать единый спектр. Зависимость средней квадратической погрешности определения τ_{\max} от величины $\Delta\tau_{\max}$ для более близкой к реальности ситуации, когда имеет место разброс времен прихода двух интерферирующих отраженных волн, показана на рис. 47. Удовлетворительная точность определения $v_{\text{огт}}$ достигается, если помимо условия, что различие τ_{\max} составляет примерно один период, разброс времен не превышает 0,1 доли периода.

Таким образом, точность коррекции статических поправок решающим образом влияет на точность скоростного анализа при самых различных предположениях о характере волновой картины на сейсмограмме ОГТ.

В заключение обратим внимание, что при анализе погрешностей определения τ_{\max} предполагалось, что неискаженный годограф

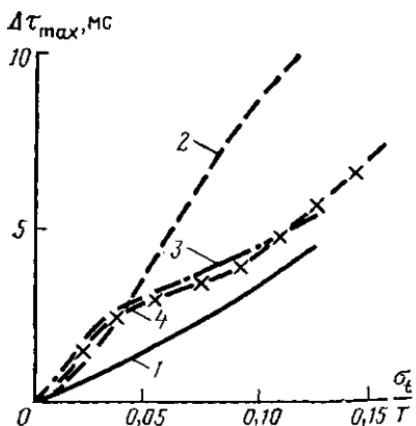


Рис. 47. Зависимость погрешности определения τ_{\max} от случайного разброса времен вдоль гидографа в случае интерференции отраженных волн [60].

1 — одиночная волна; 2 — две волны, различающиеся величиной τ_{\max} на 0,02 с (0,67); 3 — то же, на 0,03 с (0,97); 4 — то же, на 0,05 с (1,57)

ОГТ совпадает с гиперболой. Учет влияния на точность скоростного анализа отклонений формы гидографов от гиперболы приведет к появлению, наряду с рассмотренными выше случайными погрешностями, систематического смещения определяемых по сейсмограммам величин $v_{\text{огт}}$ по отношению к дифференциальным скоростям $v_{e \text{огт}}$.

Вычисление интервальных скоростей

Интервальные скорости определяют по сглаженным вдоль профиля значениям $v_{\text{огт}}(X)$ и $t_0(X)$ отражений, соответствующих устойчивым вдоль профиля границам пластов. Опишем два подхода к решению задачи. В одном используют взаимосвязь интервальных и эффективных скоростей для центрального луча, возвращающегося в источник, и в другом — кажущиеся скорости во взаимных точках гидографов.

При первом подходе вначале по интегральным значениям $v_{\text{огт}}$ находят предельные эффективные скорости v_e , а затем определяют строение среды вдоль центрального луча [49, 125]. Пусть среда аппроксимируется моделью с плоскими наклонными границами. Вначале находят глубины и углы наклона первой границы. Принимают $v_{\text{эфф1}} = v_{\text{инт1}}$ и по $t_{01}(X)$ и $v_{\text{инт1}}$ определяют в каждой точке глубину первой границы по нормали $h_1 = 0,5v_{\text{инт1}}t_{01}$. Затем находят величину $v_{\text{инт2}}$ по $v_{\text{инт1}}$ и v_{e2} , а также по данным о положении первой границы. Для второго слоя из (II.12) и (II.20) имеем

$$v_{e2} = \frac{1}{\cos \psi_{02}} \left[\frac{1}{\Delta t_1 + \Delta t_2} \left(v_{\text{инт1}}^2 \Delta t_1 + \frac{\cos^2 \psi_1}{\cos^2 \psi_2} v_{\text{инт2}}^2 \Delta t_2 \right) \right]^{0,5}. \quad (\text{III.24})$$

Угол ψ_{02} выхода к поверхности луча, нормального ко второй границе, определяется по наклону линии t_{02} волны, соответствующей подошве второго слоя:

$$\psi_{02} = \arcsin v_{\text{инт1}} \Delta t_{02} / \Delta X.$$

Зная ψ_{02} , трассируют луч от поверхности до пересечения с первой границей и определяют угол падения ψ_1 на нее рассматриваемого луча, а также время пробега по этому лучу в первом слое Δt_1 . Тогда $\Delta t_2 = t_{02} - \Delta t_1$. После подстановки ψ_{02} , ψ_1 , $v_{\text{инт1}}$, Δt_1 , Δt_2 , v_e в (III.24) получаем с учетом того, что

$$\cos^2 \psi_2 = 1 - (v_{\text{инт2}}^2 / v_{\text{инт1}}^2) \sin^2 \psi_1$$

уравнение, из которого находится $v_{\text{инт2}}$. Зная угол наклона луча ψ_2 , время пробега во втором слое и скорость в нем, находят положение границы. Затем таким же путем определяют интервальные скорости и положение границ для третьего и последующих слоев.

Значения v_e , требующиеся для расчетов интервальных скоростей указанным путем, можно найти несколькими способами.

В работах [54, 61] описан алгоритм, согласно которому v_e находится путем последовательного пересчета: вначале по значениям $v_{\text{огт}}$ находится интегральная эффективная скорость $v_{\text{эфф}}$, а затем по значениям $v_{\text{эфф}}$ вычисляется v_e . На первом этапе используется формула

$$v_{\text{эфф}} = v_{\text{огт}} \cos \varphi.$$

Это соотношение строго справедливо в случае плоской наклонной границы, покрытой средой с постоянной скоростью. В реальных условиях для его использования необходимо выразить $\cos \varphi$ через величины $t_0(X)$ и $v_{\text{огт}}(t_0)$, определяемые по временному разрезу и данным скоростного анализа. Угол наклона первой отражающей границы определяется соотношением

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{\Delta t_0 v_{\text{огт}}}{2 \Delta X},$$

где Δt_0 — приращение времен t_0 на базе ΔX .

Углы наклона нижележащих границ определяются путем расчета по более сложным формулам, полученным на основе аппроксимации слоистой среды средой с заданным распределением средней скорости. Переход от $v_{\text{эфф}}$ к v_e осуществляется с помощью соотношения (II.24), учитывающего только один, по-видимому, не самый существенный источник негиперболичности — преломление на границах толстых пластов покрывающей среды. Величина σ_v заранее неизвестна и определяется итеративным путем. Вначале рассчитывают интервальные скорости в предположении $v_e = v_{\text{эфф}}$, определяют σ_r , находят по (II.24) уточненное значение v_e и повторяют расчет до тех пор, пока различие двух последовательно найденных v_e не станет пренебрежимо малым.

Алгоритм определения v_e , предложенный в [30], отличается от описанного способом учета влияния преломления на границах толстых слоев и углов их наклона. В первом приближении значения $v_{\text{инт}}$ определяют путем использования $v_{\text{огт}}$ вместо v_e . По полученной таким образом приближенной модели среды рассчитывают лучи и годографы ОГТ и находят разность $v_{\text{огт}}$ и v_e , которая

отличается от действительной разности вследствие приближенности модели. Найденное по реальным годографам $v_{\text{огт}}$ уменьшают на разность, вычисленную по модели, и расчет повторяется до тех пор, пока значения разностей $v_{\text{огт}}$ и v_e для двух последовательно рассчитанных моделей не стабилизируются.

Способы, основанные на использовании значений кажущихся скоростей во взаимных точках, не требуют пересчета $v_{\text{огт}}$ в v_e . Вначале по значениям t_0 и $v_{\text{огт}}$ годографов ОГТ рассчитывают времена годографов $t_i(i)$, $i = \text{const}$ общего пункта возбуждения (ОПВ) и годографов $t_i(j)$, $j = \text{const}$ общего пункта приема (ОПП).

В пределах каждого годографа ОПП и ОПВ число взаимных точек равно кратности ОГТ. Каждой паре взаимных точек соответствуют лучи, отразившиеся от одной и той же точки границы. Определяют производные годографов во взаимных точках для волн от всех прослеженных границ, а затем находят $v_{\text{инт}}$. Скорость в верхнем слое

$$v_1 = \sqrt{\frac{2 \left(\frac{dx}{dt} \right)_1 \left(\frac{dx}{dt} \right)_2 - \frac{l}{t} \left[\left(\frac{dx}{dt} \right)_1 + \left(\frac{dx}{dt} \right)_2 \right]}{\frac{dx}{dt_1} + \frac{dx}{dt_2} - 2 \frac{l}{t}}} \frac{l}{t},$$

где t , dx/dt_1 ; dx/dt_2 — время и кажущиеся скорости во взаимных точках годографа волны, отраженной от подошвы первого слоя; l — расстояние между точками по профилю.

Одновременно со значениями v_1 вычисляют координаты отражающих точек первой границы. Затем переходят к определению положения второй границы. По кажущимся скоростям соответствующей волны для каждой пары взаимных точек строят лучи в первом слое, определяют угол их падения на подошву слоя, координаты точек падения и время пробега во втором слое. По этим данным находят интервальную скорость и координату точки отражения для второго слоя. Затем решают ту же задачу для волны от третьей границы и т. д.

Рассмотренные способы не свободны от условия постоянства интервальной скорости в области распространения лучей. Однако, надо отметить, что для всех способов это условие должно соблюдаться лишь в локальной области разреза, где рассматриваются лучи. Если в действительности имеются плавные горизонтальные градиенты скоростей, они могут быть выявлены при сглаживании значений $v_{\text{инт}}$ вдоль профиля.

Сглаживание результатов необходимо также для уменьшения влияния случайных погрешностей оценки $v_{\text{инт}}$. Сглаживание выполняется либо путем осреднения данных по отдельности для каждого интервала разреза [54], либо путем подбора таких параметров среды в целом, при которых обеспечивается минимальное расхождение между теоретическими и экспериментальными годографами [102]. Протяженность вдоль профиля базы сглаживания

обычно составляет около 3—5 км. После сглаживания проводится визуализация результатов в виде графиков $v_{\text{инт}}(X)$ вдоль профиля, цифровых распечаток на разрезе или какой-либо другой форме.

Погрешности определения интервальных скоростей. Влияние основных источников погрешностей оценим на примере горизонтально-слоистой среды. В таком случае соотношение (II.21) приводит к известной формуле

$$v_{\text{инт}} = \sqrt{\frac{v_{ei+1}^2 t_{0i+1} - v_{ei}^2 t_{0i}}{t_{0i+1} - t_{0i}}}. \quad (\text{III.25})$$

Погрешность определения $v_{\text{инт}}$ при случайных погрешностях v_e и t_0 найдем из соотношения

$$\begin{aligned} \sigma^2 v_{\text{инт}} = & \left(\frac{\partial v_{\text{инт}}}{\partial v_{ei}}\right)^2 \sigma^2 v_{ei} + \left(\frac{\partial v_{\text{инт}}}{\partial v_{ei+1}}\right)^2 \sigma^2 v_{ei+1} + \left(\frac{\partial v_{\text{инт}}}{\partial t_{0i}}\right)^2 \sigma^2 t_{0i} + \\ & + \left(\frac{\partial v_{\text{инт}}}{\partial t_{0i+1}}\right)^2 \sigma^2 t_{0i+1}, \end{aligned}$$

где σ^2 — средняя квадратическая погрешность определения соответствующих величин.

Значения частных производных получим, дифференцируя формулу (III.25). Полагая

$$\begin{aligned} \sigma v_{ei} &= \sigma_{ei+1}, \quad \sigma t_{0i} = \sigma t_{0i+1}, \\ v_{ei} + v_{ei+1} &= 2v_e, \quad t_{0i} + t_{0i+1} = 2t_0 \end{aligned}$$

будем иметь

$$\sigma v_{\text{инт}} = \sqrt{2} \frac{v_e t_0}{v_{\text{инт}} \Delta t_0} \sqrt{\sigma^2 v_e + \left(\frac{\Delta v_e}{\Delta t_0}\right)^2 \sigma^2 t_0}, \quad (\text{III.26})$$

где $\Delta v_e = v_{ei+1} - v_e$, $\Delta t_0 = t_{0i+1} - t_{0i}$.

Из формулы (II.21) следует

$$\frac{\Delta v_e}{\Delta t_0} \approx \frac{dv_e}{dt_0} = -\frac{v_{\text{инт}}^2 - v_e^2}{2v_e t_0}.$$

После несложных преобразований получим

$$\sigma v_{\text{инт}} \approx \sqrt{2} v_e \frac{H}{h} \sqrt{\left(\frac{\sigma v_e}{v_e}\right)^2 + \frac{1}{4} \left(\frac{v_{\text{инт}}^2}{v_e^2} - 1\right)^2 \left(\frac{\sigma t_0}{t_0}\right)^2}, \quad (\text{III.27})$$

где $H \approx 0,5 v_e t_0$ — глубина до центра пласта; $h \approx 0,5 v_{\text{инт}} \Delta t_0$ — мощность пласта.

Видно, что погрешность определения $v_{\text{инт}}$ обратно пропорциональна мощности пласта.

Оценим отдельно погрешности, обусловленные неточностями определения скорости и времени. Положив в (III.26) $\sigma t_0 = 0$, получим

$$\sigma v_{\text{инт}} \approx \sqrt{2} \frac{H}{h} \sigma v_e$$

или

$$\frac{\sigma v_{\text{инт}}}{v_{\text{инт}}} \approx \sqrt{2} \frac{H}{h} \frac{\sigma v_e}{v_{\text{инт}}}. \quad (\text{III.28})$$

При малой временной мощности пластов $\left(\frac{H}{h} > 10\right)$ даже небольшие (около 1 %) погрешности определения эффективной скорости будут приводить к гораздо более значительным (свыше 10—15 %) погрешностям определения значений $v_{\text{инт}}$.

Для того, чтобы обеспечить необходимую точность результатов, отражающие границы при расчете $v_{\text{инт}}$ выбираются таким образом, чтобы отношение $H/h \approx 5 \div 7$. Для обычного при сейсморазведке диапазона времен t_0 и скоростей v_e и $v_{\text{инт}}$ это означает, что $\Delta t_0 > 0,25$ с. При более частом расположении границ на разрезе соседние интервалы должны выбираться с перекрытием так, чтобы мощность каждого интервала не была менее 0,25 с. Лишь в исключительных случаях, например, когда изучается слой с аномально высокими $v_{\text{инт}}$, допустимо уменьшать Δt_0 до 0,2—0,15 с.

Часто встречаются систематические погрешности, обусловленные искажениями формы осей синфазности под влиянием локальных неоднородностей верхней части разреза. При этом искажения v_e для волн от кровли и подошвы пласта примерно одинаковые.

Продифференцировав формулу (III.25) и переходя к конечным приращениям, получим

$$v_{\text{инт}} \Delta v_{\text{инт}} = \frac{(v_{ei+1} + \Delta v_e) \Delta v_e t_{0i+1} - (v_{ei} + \Delta v_e) \Delta v_e t_{0i}}{\Delta t_0},$$

где Δv_e — искажение величины v_e .

Отсюда, принимая $v_e t_0 \approx 2H$, получим

$$\Delta v_{\text{инт}} \approx \frac{2(H_i - H_{i-1})}{v_{\text{инт}} \Delta t_{0i}} \Delta v_e + \frac{\Delta v_e^2}{v_{\text{инт}}} = \Delta v_e \left(1 + \frac{\Delta v_e}{v_{\text{инт}}} \right).$$

Так как $\Delta v_e \ll v_{\text{инт}}$, систематические искажения гидографов волн от кровли и подошвы слоя приводят к изменению интервальной скорости примерно на такую же величину, что и изменения эффективной скорости, т. е. поверхностные искажения влияют на точность определения $v_{\text{инт}}$ гораздо слабее, чем случайные флюктуации эффективной скорости, не повторяющиеся на гидографах волн, отраженных от разных границ.

Погрешности определения $v_{\text{инт}}$ могут вызываться погрешностями определения t_0 . Случайные погрешности вычисления t_0 обычно очень малы, так что основное значение имеют систематические смещения от их истинных значений. В результате корреляции отражений по максимальным фазам вместо истинного времени вступления волны будут определены времена $t = t_u + \delta t$.

Несмотря на то, что погрешности определения t_0 на кровле и подошве слоя могут быть одинаковы, т. е. Δt_0 определено правильно, получим ошибочное значение пластовой скорости. Не приводя вычислений, укажем лишь окончательный результат

$$\frac{\Delta v_{\text{инт}}}{v_{\text{инт}}} \approx \frac{\delta t_0}{t_0}.$$

При реальных значениях величин, входящих в формулу, погрешность определения $v_{\text{инт}}$ незначительна. Таким образом, правку за первые вступления, если она одинакова для воли от кровли и подошвы слоя, можно не вводить.

Рассмотрим теперь случай, когда ошибочно найдено значение t_0 только для одной из границ пласта. Такая ситуация возникнет, например, если значения $v_{\text{огт}}$ для обеих границ пласта, имеющего повышенную или пониженную скорость по сравнению с вмещающими породами, найдены по фазам одинаковой полярности, в то время как в действительности соответствующие отражения будут находиться в противофазе так, что значение Δt_0 будет найдено с ошибкой, кратной половине видимого периода колебаний. Тогда

$$\frac{\Delta v_{\text{инт}}}{v_{\text{инт}}} \approx \frac{\delta t_0}{2\Delta t_0}.$$

Погрешность δt_0 на величину полупериода (0,015—0,020 с) может заметно сказаться на результатах определения $v_{\text{инт}}$ только для маломощных пластов ($\Delta t_0 < 0,1 \div 0,2$ с). Надо заметить, что рассматриваемая погрешность будет постоянной вдоль профиля, поэтому ею можно пренебречь при изучении изменений скорости $v_{\text{инт}}$ вдоль пласта.

Рассмотрим теперь погрешности, обусловленные неоднородностью пластов. Обозначим среднее значение скорости в неоднородном слое через $v_{\text{инт}}$, а интервальную скорость, найденную без учета внутренней скоростной дифференциации слоя, через $\check{v}_{\text{инт}}$. Пусть предельные эффективные скорости и времена t_0 до кровли и подошвы i -го пласта, состоящего в действительности из p ($p \gg 1$) пропластков, равны v_{ei} и v_{ei+1} и t_{0i} и t_{0i+1} .

Тогда

$$\begin{aligned} \check{v}_{\text{инт}}^2 (t_{0i+1} - t_{0i}) &= v_{ei+1}^2 t_{0i+1} - v_{ei}^2 t_{0i} = v_{\text{инт}}^2 \sum_{k=i+1}^p \Delta t_{0k} + \\ &+ \sum_{k=i+1}^p (v_{\text{инт}k} - v_{\text{инт}})^2 \Delta t_{0k} = v_{\text{инт}}^2 (t_{0i+1} - t_{0i}) + \sigma_i^2 (t_{0i+1} - t_{0i}). \end{aligned}$$

Здесь через σ_i^2 обозначена дисперсия интервальных скоростей внутри пласта, не принятая во внимание при расчетах скоростной модели. Из полученного выражения следует, что

$$\check{v}_{\text{инт}} = v_{\text{инт}} \sqrt{1 + k_v^2},$$

где k_v — коэффициент вариации скорости внутри i -го пласта.

Приведенная формула показывает, что при не очень большом разбросе скоростей внутри слоя (10—20 %) значения $\check{v}_{\text{инт}}$ будут незначительно (1—2 %) выше истинной средней интервальной скорости. Лишь при объединении в один интервал пластов с резко различными скоростями погрешность может стать значительной. Например, если изучаемый интервал состоит из двух пластов с одинаковыми Δt_0 и со скоростями 2,5 и 5,5 км/с ($k_v = 0,4$) погрешность составит 8 %.

Рассмотрим, как скажется на результатах определения интервальной скорости в i -м пласте погрешность, допущенная при определении интервальной скорости в $i-1$ пласте, для которого вместо истинного значения $v_{\text{инт}i-1}$ найдена величина $\check{v}_{\text{инт}i-1}$. Эта задача соответствует условиям применения методов определения интервальной скорости, при которых значение $v_{\text{инт}}$ вычисляется таким образом, чтобы совокупность величин $v_{\text{инт}k}$ ($k = 0, 1, 2, \dots, i$) и t_{0k} соответствовала предельной эффективной скорости до подошвы i -го пласта. Из условия, что найденное для модели значение эффективной скорости должно соответствовать величинам v_{ei} и t_{0i} для годографов наблюденных волн, получаем (в предположении, что Δt_0 и $v_{\text{инт}1}, \dots, v_{\text{инт}i-2}$ найдены правильно)

$$\begin{aligned} v_{ei}^2 t_{0i} &= v_{\text{инт}i}^2 \Delta t_{0i} + v_{\text{инт}i-1}^2 \Delta t_{0i-1} + \sum_0^{i-2} v_{\text{инт}k}^2 \Delta t_{0k} = \\ &= \check{v}_{\text{инт}i}^2 \Delta t_{0i} + \check{v}_{\text{инт}i-1}^2 \Delta t_{0i-1} + \sum_0^{i-2} v_{\text{инт}k}^2 \Delta t_{0k}. \end{aligned}$$

Из двух последних равенств

$$\check{v}_{\text{инт}i} = \sqrt{v_i^2 + (v_{\text{инт}i-1}^2 - \check{v}_{\text{инт}i-1}^2) \frac{\Delta t_{0i-1}}{\Delta t_{0i}}}. \quad (\text{III.29})$$

Из этой формулы следует, что погрешность вычисления $v_{\text{инт}i}$ будет противоположна по знаку погрешности вычисления $v_{\text{инт}i-1}$ в вышележащем пласте (рис. 48, а). Абсолютная погрешность тем больше, чем выше погрешность определения скорости в $i-1$ слое и чем меньше Δt_0 i -го слоя по сравнению с $i-1$ слоем.

Погрешности определения интервальной скорости в $i-1$ и i -м пластах взаимно компенсируют друг друга в том смысле, что обе они в совокупности неказываются на результатах определения интервальной скорости в нижележащих пластах. Действительно, значение $v_{\text{инт}i+1}$ будет подбираться таким, чтобы удовлетворяло реальному значению v_{ei+1} при наличии в покрывающей среде пластов со скоростью $\check{v}_{\text{инт}i}$ и $\check{v}_{\text{инт}i-1}$. Такое условие будет соблюдено, если выполняется соотношение

$$\begin{aligned} v_{ei+1}^2 t_{0i+1} - v_{\text{инт}i+1}^2 \Delta t_{0i+1} &= \check{v}_{\text{инт}i}^2 \Delta t_{0i} + \check{v}_{\text{инт}i-1}^2 \Delta t_{0i-1} + \\ &+ \sum_0^{i-2} v_{\text{инт}k}^2 \Delta t_{0k}. \end{aligned}$$

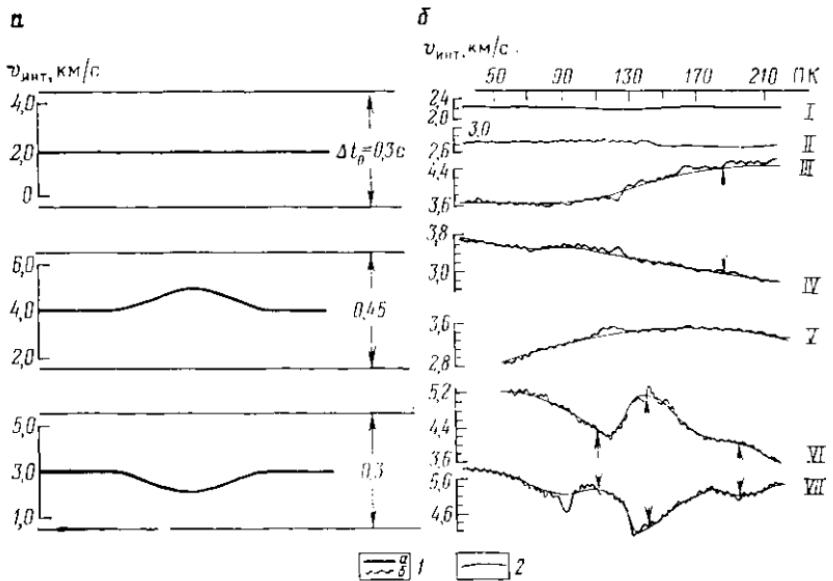


Рис. 48. Взаимно-обратное соответствие погрешностей определения интервальной скорости в соседних пластах.

a — тестовый пример; *б* — данные наблюдений; 1 — графики $v_{\text{инт}}$ усредненные (*a*) и наблюденные (*б*); 2 — границы пластов; *I*—*VII* — номера пластов

Как следует из (III.29),

$$\check{v}_{\text{инт}i} \Delta t_{0i} + \check{v}_{\text{инт}i-1}^2 = v_{\text{инт}i}^2 \Delta t_{0i} + v_{\text{инт}i-1}^2 \Delta t_{0i-1}.$$

Следовательно, при использовании точных значений v_{ei+1} и t_{0i+1} найденная пластовая скорость в $i+1$ пласте будет равна действительному ее значению, т. е. накапливания погрешностей с увеличением числа пластов не происходит. Процесс взаимной компенсации погрешностей может быть использован для их выявления по признаку взаимного обратного соответствия аномалий интервальной скорости в соседних пластах.

На рис. 48, *б* в слоях III и IV изменения интервальных скоростей в пределах участка длиной около 10 км (ПК 110—210) достигают 0,8 км/с, или 20—25 % от среднеинтервальных значений в рассматриваемых пластах. Мощности пластов составляют около 0,3 км; сложены эти пласты песчано-глинистыми кайнозойскими отложениями. На первый взгляд, результаты скоростного анализа указывают на значительные горизонтальные градиенты интервальных скоростей в обоих пластах. Однако при таком объяснении остается непонятным близкое к зеркальному обратное соответствие поведения графиков изменения скорости. Сомнительным является и то обстоятельство, что в песчано-глинистых кайнозойских отложениях изменение скорости на 0,8 км/с может быть обусловлено лишь изменением литологии от чистых песчаников до чистых глин (см. гл. V). В мощных (0,3 км) пластах столь существенная смена

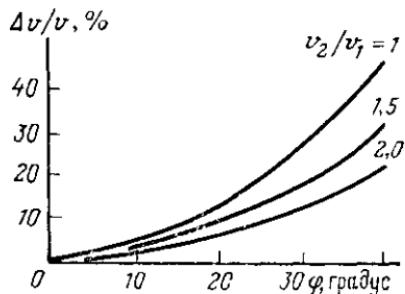


Рис. 49. Влияние неучета угла наклона отражающей границы на точность определения интервальной скорости при двухслойной покрывающей среде [32]

состава пород на сравнительно коротких расстояниях мало вероятна. Для объяснения причины возникновения взаимно-обратного соответствия горизонтальных градиентов можно предположить, что эти градиенты являются кажущимися и обусловлены изменением вдоль профиля погрешности определения эффективной скорости от границы между III и IV пластами. Эта граница располагается на глубине 2,7 км, эффективная скорость до нее составляет 2,4 км/с. Из (III.28) следует, что погрешности определения интервальных и эффективных скоростей в данном случае связаны соотношением

$$\sigma v_{\text{инт}} \approx 12,5 \sigma v_e.$$

Отсюда и из соотношения (III.29) следует, что взаимно-обратное изменение скоростей в пластах III и IV может быть обусловлено изменением вдоль профиля погрешности определения v_e приблизительно на 60 м/с, что составляет 2,5 % от абсолютного значения v_e . Такая погрешность типична для материалов ОГТ среднего качества и является поэтому наиболее естественным объяснением результатов скоростного анализа. Аналогичным образом могут быть объяснены и причины взаимно-обратного соответствия графиков интервальных скоростей в пластах VI и VII.

До сих пор погрешности определения $v_{\text{инт}}$ оценивались применительно к горизонтально-слоистой модели среды. В реальных условиях дополнительным источником погрешностей будет неточное определение углов наклона. Некоторое представление о погрешностях дает рис. 49. Расчеты выполнены для случая, когда наклоненная под углом φ отражающая граница покрыта двухслойной средой с горизонтальной промежуточной границей и равными мощностями слоев. Графики показывают погрешности определения интервальной скорости в нижнем слое v_2 , если для ее вычисления используется формула (III.25). Видно, что неучет углов наклона до 10° приводит к незначительным (до 1 %) погрешностям.

Отметим в заключение два источника систематических погрешностей, обусловленных особенностями строения реальных сред, которые не учитываются в модели, положенной в основу методики определения $v_{\text{огт}}$ и $v_{\text{инт}}$. Реальные отраженные волны интерференционны, за счет чего форма их гидографов отличается от формы гидографа волны, отраженной от расположенной на такой же глу-

бине границы толстых пластов [86]. Эти искажения могут создавать значительные систематические погрешности определения $v_{\text{шнт}}$, а при изменении строения отражающей пачки по профилю приводить к кажущемуся изменению $v_{\text{шнт}}$.

Анизотропия пластов покрывающей среды, обусловленная тонкой слоистостью и упорядоченной текстурой осадочных отложений, будет приводить к систематическому завышению найденных по значениям $v_{\text{огт}}$ интервальных скоростей по сравнению с данными скважинных измерений и соответственному завышению средних скоростей до нижележащих границ.

Оценка погрешностей, если она производится по невязкам $v_{\text{шнт}}$ на пересечениях профилей, не учитывает влияния погрешностей, связанных с тонкой слоистостью и анизотропией.

Чтобы оценить влияние всех источников погрешностей, необходимо сопоставление результатов определения интервальных скоростей по материалам ОГТ с данными сейсмокаротажа. При этом данные полевых и скважинных наблюдений должны соответствовать единой линии приведения, а значения скоростей сопоставляться по одним и тем же интервалам t_0 с учетом поправок за фазу. Массовое сопоставление, выполненное с использованием данных десятков скважин, показало, что при высоком (3—4 и более) отношении сигнал/помеха средняя квадратическая погрешность определения интервальных скоростей составляет 5—10 %. Скорости, найденные по материалам сейсморазведки, в среднем на 2—5 % выше значений, найденных по сейсмическому каротажу, что можно связывать с наличием анизотропии. Наибольшее завышение скоростей наблюдается в толщах, сложенных преимущественно глинистыми породами.

8. ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ЗАТУХАНИЯ

Параметры, характеризующие частотно-зависимое затухание сейсмических колебаний (эффективное поглощение), используются при выявлении нефтегазонасыщенных пород, а также при оценке литологии. Частотно- зависимое затухание вызывает уменьшение амплитуд колебаний и изменение формы их спектра. Следовательно, возникает принципиальная возможность определения затухания двумя способами — по интенсивности волн и по их частотному составу.

Способы определения параметров частотного затухания разработаны применительно к горизонтально-слоистым средам и наблюдениям, выполненным вблизи точки возбуждения колебаний. В таком случае амплитуды Φ спектральных составляющих импульса отраженной волны следующим образом зависят от времени t_0 ее прихода на поверхность:

$$\Phi(t_0, f) = \frac{\Phi_0(f) \prod_{B+K}(t_0, f)}{L(t_0)} e^{-\alpha_{cp}(f) v_{cp} t_0}. \quad (\text{III.30})$$

Здесь Φ_0 — амплитуда в начале пути; Π_B — произведение коэффициентов прохождения через резкие границы раздела; L — геометрическое расхождение; $|K|$ — модуль коэффициента отражения; α_{cp} — средний коэффициент затухания вдоль пути пробега волны, равного $v_{cp}t_0$.

Предположим, что в среде имеется интервал с неизменными по глубине скоростью v_{int} и коэффициентом затухания α_{int} . Тогда экспоненциальный множитель в правой части (III.30) можно записать в виде

$$e^{-\alpha_{cp}v_{cp}t_0} = e^{-\alpha_{per}v_{per}t_{0p} - \alpha_{int}v_{int}\Delta t_0}.$$

Индексом «п» отмечены величины, относящиеся к покрывающей среде.

Предположим, что резкие границы в пределах интервала отсутствуют так, что величина Π_B примерно постоянна для отражений от всех границ внутри интервала. В этом случае из (III.30) следует, что отношение логарифмов амплитуд спектральных составляющих волн, отраженных от разных границ, обозначенных индексами m и j , составит (с точностью до независящей от частоты величины L_m/L_j):

$$\ln \frac{\Phi_j(f_i)}{\Phi_m(f_i)} = \ln K(t_{0j}, f_i)/\ln K(t_{0m}, f_i) + \alpha_{int}v_{int}\Delta t_0.$$

Для интерпретации рационально использовать не коэффициент затухания α , который зависит от частоты, а декремент затухания ϑ , являющийся более устойчивой характеристикой свойств горных пород. Учитывая, что $\alpha v = \vartheta f$, будем иметь [74]:

$$\ln \frac{\Phi_j(f_i)}{\Phi_m(f_i)} = \ln \frac{|K(t_{0j}, f_i)|}{|K(t_{0m}, f_i)|} + \vartheta_{int}f_i\Delta t_0. \quad (\text{III.31})$$

Отсюда видно, что величину ϑ можно определить, найдя угловой коэффициент зависимости $\ln \Phi_j/\Phi_m$ от частоты. Так как первое слагаемое справа также зависит от частоты, оно представляет собой помеху при определении декремента ϑ . Ослабление влияния этой помехи является наиболее трудной задачей изучения затухания. Обычно с этой целью используют приближенный подход — стремятся определить осредненные для некоторого интервала разреза характеристики отраженного импульса.

Наиболее простым способом осреднения [74] является определение отношения амплитуд Φ_j и Φ_m не по спектрам отдельных отражений, а по спектрам протяженных отрезков (временных окон) сейсмической записи, включающих большое число отражений. Величина Δt_0 (III.31) при этом имеет смысл разности значений t_0 для середин (центров) временных окон, а величина $|K|$ — осредненного значения модулей коэффициентов отражения в пределах окна. При достаточно большом значении Δt_0 средние значения модулей коэффициентов отражения могут оказаться примерно постоянными во времени, и величина правой части (III.31) будет в основном зависеть от значения $\vartheta f_i \Delta t_0$.

Другой способ усреднения характеристик отраженных сейсмических импульсов предложен М. Б. Рапопортом [75, 76]. В основу этого способа положено то обстоятельство, что, если в дополнение к принятому выше условию стабильности во времени средней амплитуды отражений предположить, что последовательность интервалов времен между отражениями является реализацией пуссоновского случайногопроцесса, то спектр мощности функций автокорреляции отрезка сейсмограммы при достаточно большой его длине оказывается близок к спектру распространяющегося в среде импульса. Это позволяет, вычислив спектры функций автокорреляции для двух протяженных временных окон, считать, что на величине логарифма их отношения в левой части (III.31) слабо скрывается различие коэффициентов отражения, т. е. величина правой части (III.31) определяется значением $\Phi_i \Delta t_0$.

В последнее время для определения характеристик сейсмических импульсов используется еще один способ, основанный на применении кепстрального анализа. При таком подходе удается более эффективно, чем в предыдущих способах, и при меньших допущениях о строении среды разделить влияние слоистости и затухания на спектральные особенности колебаний [167].

Независимо от способа определения спектральных характеристик отраженных сейсмических импульсов, затухание оценивают в предположении, что влияние коэффициентов отражения полностью устранено. В таком случае из (III.31) следует

$$\vartheta_{\text{инт}} = \frac{1}{\Delta t_0} \frac{d}{df_i} \left[\ln \frac{\Phi_j(f_i)}{\Phi_m(f_i)} \right]. \quad (\text{III.32})$$

Вместо ϑ можно вычислять коэффициент пропорциональности δ между α и частотой f , т. е.

$$\delta = a/f = \frac{\vartheta}{v_{\text{инт}}}.$$

Наряду с выражением (III.32) используются его приближенные аналоги, вычисления по которым не требуют больших затрат машинного времени. Например, из формулы (II.68) следует, что параметры частотного затухания можно найти по изменению преобладающей частоты импульса или (при соблюдении указанных выше предположений о поведении коэффициентов отражения по разрезу) по изменению соответствующего параметра функции автокорреляции сейсмической записи. Если f_0 — преобладающая частота для импульса, соответствующего началу окна, то при линейной зависимости коэффициента затухания α от частоты из (II.68) имеем для преобладающей частоты импульса, запаздывающего на время Δt_0 ,

$$f_{\text{пр}}(l) = f_0 - \frac{\beta^2 \delta l}{2\pi^2} = f_0 - \frac{\beta^2 \delta v_{\text{инт}}}{2\pi^2} \frac{l}{v_{\text{инт}}} = f_0 - \frac{\beta^2 \delta \Delta t_0}{4\pi^2},$$

где

$$\Delta t_0 = \frac{2l}{v_{\text{инт}}}.$$

Отсюда, с учетом того, что $f = \frac{1}{T}$, где T — видимый период колебаний, получаем формулу для определения декремента

$$\vartheta = \frac{4\pi^2}{\beta^2 \Delta t_0} \left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right),$$

где

$$T_1 = f_0^{-1}; \quad T_2 = f_{np}^{-1}.$$

Значение β^2 определяется отношением амплитуд двух последовательных экстремумов импульса F_1 и F_2

$$\beta^2 = \frac{1}{T_2} \ln \frac{F_1}{F_2}.$$

Еще более упрощенный способ оценки затухания по частотным особенностям записи заключается в определении относительного изменения периодов [76]:

$$b = \frac{T_2 - T_1}{T_1}.$$

Изменение этого параметра по разрезу качественно характеризует изменение декремента.

Соотношение (III.30) приближенно справедливо для амплитуд огибающей импульса (см. раздел 4) и его центральных экстремумов, если в качестве $\alpha_{cp}(f)$ принять среднее значение этого коэффициента на преобладающей частоте импульса f_0 . Благодаря этому возможен принципиально иной по сравнению с рассмотренными способ определения параметров затухания, основанный на анализе ослабления полной энергии колебаний. После коррекции амплитуд за геометрическое расхождение отношение логарифмов энергии волн от разных границ составит

$$\ln \frac{E_f(t_{01})}{E_m(t_{02})} = 2 [\ln K_f(t_{01}) - \ln K_m(t_{02})] + 2\vartheta \Delta t_0 f_0.$$

Здесь f_0 — преобладающая частота распространяющегося в среде импульса, изменение которой со временем не учитывается.

Как и ранее, слагаемые $\ln K$ являются помехой, для ослабления которой вычисление энергий E_1 и E_2 необходимо производить в достаточно больших интервалах сейсмограммы, для которых средние значения K близки. Кроме того, целесообразно не учитывать отражения, соответствующие границам с аномальными значениями коэффициентов отражения. В предположении, что средние величины $\ln K$ одинаковы, получаем

$$\vartheta = \frac{1}{2f_0 \Delta t_0} \ln \frac{E(t_{01})}{E(t_{02})}. \quad (\text{III.33})$$

Энергия может оцениваться как непосредственно по отрезкам трасс сейсмической записи, так и по энергии спектров импульсов,

найденной в результате вычисления функции автокорреляции, путем кепстрального анализа или иным способом. Для исключения влияния изменчивости коэффициентов отражения по разрезу необходимо вычислять энергию в пределах достаточно протяженных временных окон.

Обычно процесс определения ϑ строится на основе вычисления величин $\Phi(f)$ или E в двух временных интервалах, общая длительность которых представляет собой базу анализа. База постепенно смещается вдоль сейсмической трассы, поэтому на выходе процесса получается совокупность зависящих от времени оценок $\vartheta(t)$, искаженных неполной компенсацией влияния коэффициентов отражения, наличием волн-помех и изменениями величины ϑ со временем. Формулы (III.32) и (III.33) получены в предположении, что в пределах базы анализа $\vartheta(t) = \text{const}$. Эти оценки затем могут быть сглажены вдоль профиля и по времени.

Точность оценок декрементов тем выше, чем ближе поведение последовательности $|K(t)|$ соответствует модели стационарного случайного процесса. Наиболее благоприятные условия существуют в тонкослоистых двухкомпонентных средах (например, песчаноглинистых толщах), где плотность отражающих границ и абсолютные значения коэффициентов отражения мало изменяются со временем.

На рис. 50 показаны флуктуации оценок затухания, обусловленные остаточным влиянием слоистости среды. Расчеты выполнены по синтетической трассе, соответствующей реальному распределению коэффициентов отражения. Коэффициент $\delta = \vartheta/v$ был задан неизменным для всей толщи и равным $1 \cdot 10^{-5}$ с/м, при этом пластовые значения декрементов составили $0,02\text{--}0,05$. База анализа равнялась 0,8 с. В результате использования способов, основанных на кепстральном анализе и на прямом определении частотных и энергетических характеристик отрезков сейсмической записи, найдены значения δ , в среднем близкие к заданному, но флуктуации оценок, как видно из рис. 50, весьма значительны (30 % и выше). Флуктуации оценок декрементов, обусловленные непостоянством значений $|K(t)|$, составляют $0,005\text{--}0,015$. Флуктуации оценок, полученных различными способами, не совпадают между собой, благодаря чему искажения, обусловленные изменчивостью функции $|K(t)|$, могут быть ослаблены путем осреднения.

При интервальной скорости 3–4 км значение базы анализа 0,8 с соответствует мощности изучаемой толщи около 1,5 км. Даже при оптимальном выборе параметров точность определения декрементов по полевым материалам будет несколько меньше, чем по синтетическим трассам. Предположим, что флуктуации определений декремента могут достигать 0,015 и что аномалия декрементов будет выявлена, если ее величина примерно вдвое больше значения флуктуаций, т. е. составляет около $0,02\text{--}0,03$. Такие значения соответствуют нормальным декрементам в консолидированных осадочных породах (см. рис. 16). Следовательно, разрешающая способность способов определения затухания позволяет выявлять

изменения затухания примерно на 100 %, если мощность изучаемой толщи составляет не менее 1—1,5 км. При меньшей мощности толщи аномалия для ее выявления должна возрасти пропорционально отношению базы анализа к интервалу Δt_0 .

Данные определения затухания представляют в виде разрезов, графиков изменения вдоль определенных интервалов или какой-либо другой формы, облегчающей обнаружение протяженных аномалий на фоне флюктуаций.

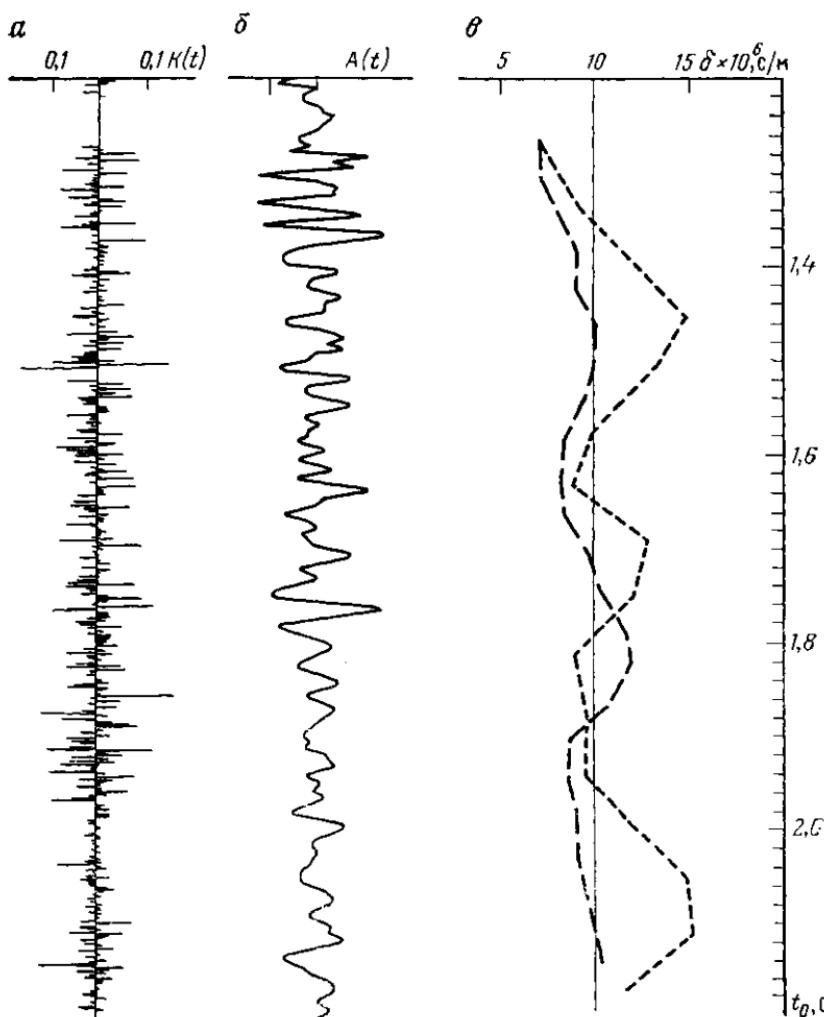


Рис. 50. Влияние тонкой слоистости на результаты оценки параметра затухания [130].

a — разрез коэффициентов отражения; *б* — синтетическая сейсмограмма, рассчитанная с учетом поглощения в слоях; *в* — результаты определения параметра δ различными способами

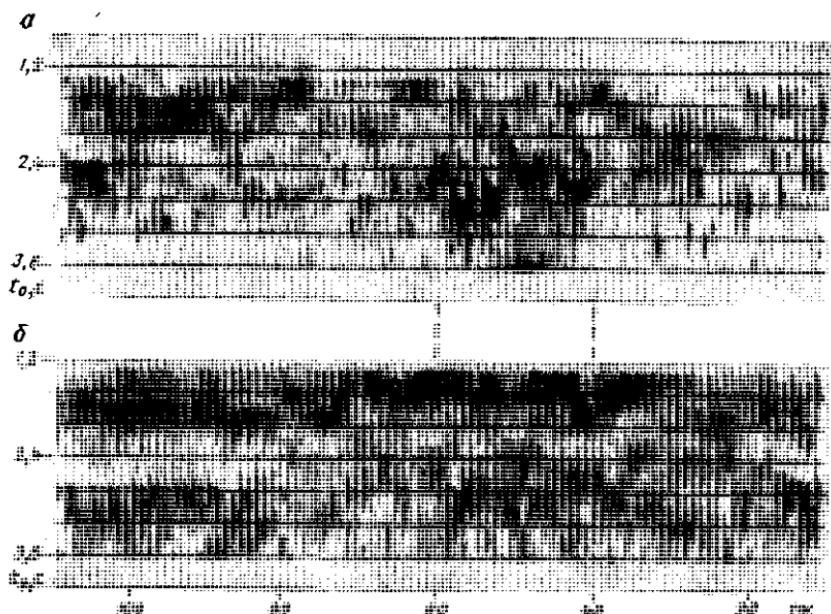


Рис. 51. Разрез декрементов затухания, найденных по спектрам (а) и энергиям (б)

На рис. 51 показан разрез декрементов затухания [70]¹. Видно, что суммирование декрементов, найденных по изменению энергии и частотного состава, существенно снижает уровень флюктуаций. В верхней части среды (до времени 2,0 с) декременты равны 0,03, что соответствует коэффициенту затухания $\alpha = 3 \cdot 10^{-1} \text{ км}^{-1}$ для частоты 30 Гц. С глубиной значения декрементов уменьшаются до 0,01 ($\alpha \leq 1 \cdot 10^{-1} \text{ км}^{-1}$). В центральной части профиля на фоне пониженных значений декрементов выделяется участок повышенного затухания (декременты около 0,03), приуроченный к интервалу времен 2,4—3,6 с. Несмотря на относительно малые абсолютные значения декрементов, аномальная область выделяется вполне уверенно.

9. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДЕТАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УПРУГИХ СВОЙСТВ ПО ДИНАМИЧЕСКИМ ОСОБЕННОСТИЯМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Применение комплекса современных способов подавления помех (суммирование, предсказывающая деконволюция и т. д.) обеспечивает получение разрезов, на которых доминируют однократно-отраженные волны. Благодаря учету в процессе построения

¹ Обработка и интерпретация материалов, представленных на рис. 51, 54, выполнены Л. И. Рапопорт.

разрезов кинематических поправок и выполнению (в случае необходимости) миграции, волновая картина на разрезах сходна с той, которая возникла бы при регистрации волн с плоским фронтом, отражающихся по нормали к границам. Применение способа восстановления амплитуд позволяет считать, что динамика волн на сейсмических разрезах отображает распределение с глубиной коэффициентов отражения. Модули последних в случае нормального падения плоских волн достаточно просто связаны с акустическими жесткостями пород:

$$|K_i| = \frac{\rho_{i+1}v_{i+1} - \rho_i v_i}{\rho_{i+1}v_{i+1} + \rho_i v_i}. \quad (\text{III.34})$$

Основываясь на этом соотношении, можно попытаться определить по амплитудам сейсмической записи детальное распределение по разрезу акустических жесткостей пород. Значения этого петрофизического параметра, в отличие от значений коэффициентов отражения, тесно связаны с фациальным составом пород и их пористостью, благодаря чему появляется возможность перейти к детальному послойному изучению геологических особенностей разреза. В настоящее время существует два способа оценки акустических жесткостей по материалам сейсморазведки. Способ псевдоакустического каротажа [96, 102, 105, 122] или способ «сейслог» [107, 108] представляет собой обращение процесса расчета синтетических сейсмических записей, в результате которого получают распределение акустических жесткостей в диапазоне частот сейсмического импульса. Эти результаты могут быть дополнены со стороны низких частот, если учесть данные скоростного анализа.

Другой способ [24, 110, 111] основан на подборе с использованием априорной информации такой модели среды, синтетические сейсмограммы или спектры для которой соответствуют аналогичным характеристикам наблюденных сейсмических записей. Учет априорных данных позволяет выйти за пределы сейсмического диапазона частот и благодаря этому получить более детальное, чем только по материалам сейсморазведки, представление о среде.

Способ псевдоакустического каротажа. Сейсмическая трасса с записью однократных волн (рис. 52, график 1) может рассматриваться как результат свертки последовательности коэффициентов отражения (трасса 2) с распространяющимся в среде импульсом. Если бы импульс представлял собой функцию бесконечно малой длительности с единичной амплитудой, то вид сейсмограммы и соотношение амплитуд на ней точно соответствовали бы трассе 2, т. е. последовательности коэффициентов отражения. По такой сейсмограмме можно определить акустические жесткости всех слоев, т. е. восстановить модель, представленную на графике 3 (рис. 52). Из (III.34) следует

$$\rho_2 v_2 = \rho_1 v_1 \frac{1 + |K_1|}{1 - |K_1|},$$

т. е. акустическая жесткость второго слоя может быть найдена по жесткости первого слоя и коэффициенту отражения от границы

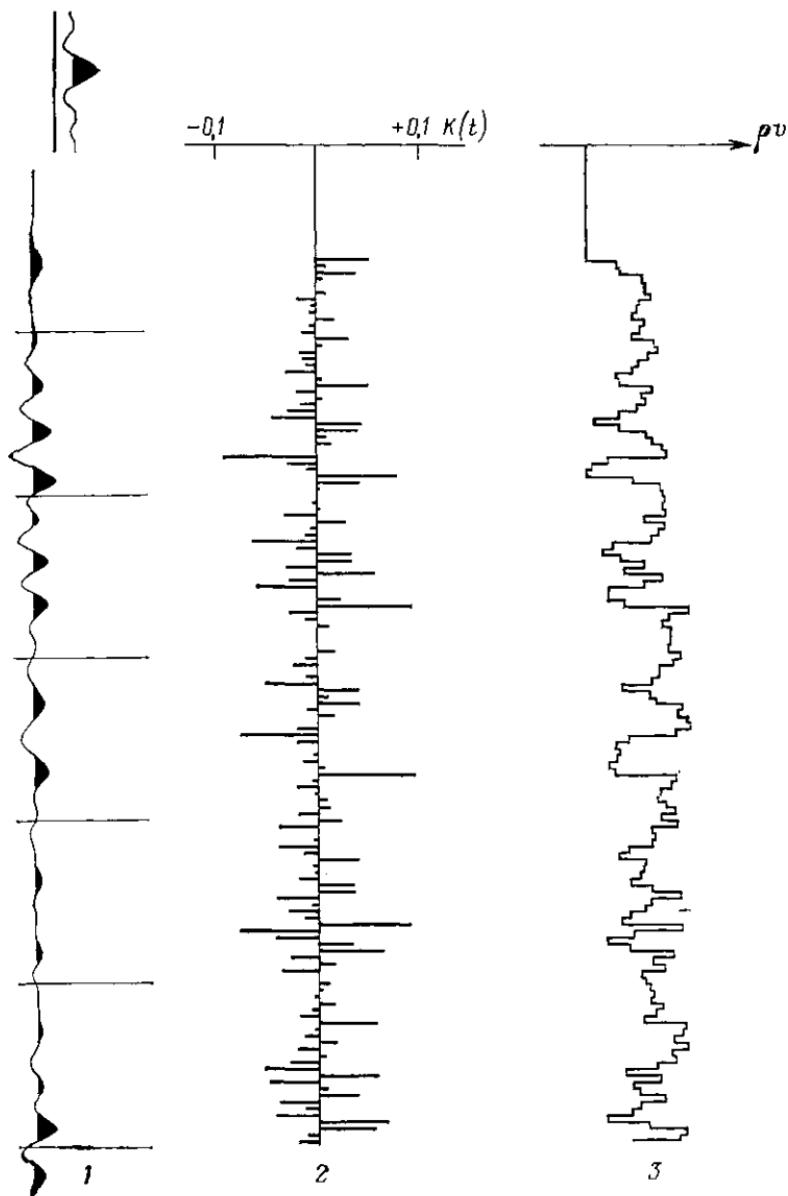


Рис. 52. Восстановление акустических жесткостей по коэффициентам отражения
1 — сейсмическая трасса (вверху показан возбуждающий среду импульс); 2 — зависимость коэффициентов отражения от времени t ; 3 — акустический разрез, найденный по коэффициентам отражения

1 — сейсмическая трасса (вверху показан возбуждающий среду импульс); 2 — зависимость коэффициентов отражения от времени t ; 3 — акустический разрез, найденный по коэффициентам отражения

между слоями. По величине $\rho_2 v_2$ и коэффициенту отражения $|K_2|$ определим акустическую жесткость третьего слоя и т. д. Для произвольного $(i+1)$ слоя

$$\rho_{i+1} v_{i+1} = \rho_i v_i \prod_{j=1}^{j=i} \frac{1 + |K_j|}{1 - |K_j|}. \quad (\text{III.35})$$

Процесс определения акустических жесткостей по трассе сейсмической записи будем называть инверсией отражений. Если известны плотность и скорость хотя бы в одном слое, то при наличии импульсной сейсмограммы соотношение (III.35) позволило бы найти параметры всех слоев. Если данные о ρ и v отсутствуют, то величину $\rho_i v_i$ можно рассматривать как постоянный множитель и использовать (III.35) для определения по импульсной сейсмограмме относительных изменений акустических жесткостей по разрезу.

При переходе от импульса с единичной амплитудой к бесконечно малым по длительности импульсам с произвольной амплитудой появляется проблема масштабирования. Для определения истинных значений или соотношений жесткости недостаточно установить относительное соотношение амплитуд отражений, необходимо, как следует из (III.35), верно определить абсолютное значение каждого из коэффициентов отражения. С этой целью необходимо нормировать амплитуды на сейсмограмме, например, по известному коэффициенту отражения от какой-либо определенной границы или по известной общей дисперсии коэффициентов отражения.

Реальная ситуация отличается от рассмотренной еще и тем, что сейсмические импульсы имеют не бесконечно малую, а конечную длину. В таком случае результаты инверсии на основе выражения (III.35) сейсмической трассы с записью однократных отраженных волн будут соответствовать не действительным акустическим жесткостям, а их значениям, подвергнутым фильтрации в полосе частот, близкой к частотному диапазону сейсмического импульса. Чем шире этот диапазон и чем ближе фазовый спектр реального импульса к нуль-фазовому, тем ближе будут результаты инверсии сейсмической трассы к результатам, которые были бы получены для единичного импульса. Таким образом, до инверсии сейсмические трассы должны быть подвергнуты деконволюции, расширяющей амплитудный и корректирующей фазовый спектр реального импульса. Из-за влияния помех и ограниченности частотного диапазона реальных импульсов трассы, полученные после деконволюции, соответствуют колебаниям с ограниченным амплитудным спектром. Фазовый спектр их также не будет точно нулевым, т. е. скорректированный импульс не будет полностью симметричен.

Характер возникающих при этом искажений виден из рис. 53. Здесь показаны результаты фильтрации данных акустического каротажа. Идентичные результаты были бы получены и при фильтрации акустических жесткостей. Импульсы, спектры которых ис-

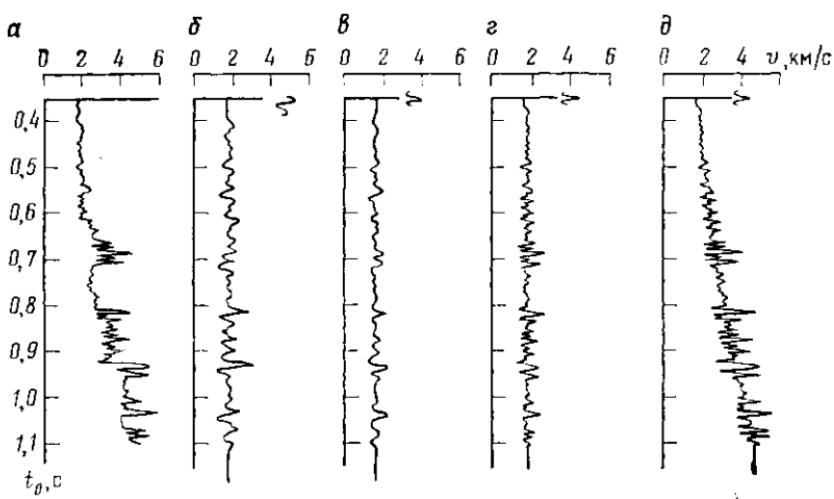


Рис. 53. Искажения, обусловленные ограничением диапазона частот сейсмического импульса [96].

a — изменение скорости по разрезу; *b*—*г* — результаты фильтрации скоростной зависимости в полосе частот, соответствующих импульсам, показанным в верхней части каждого графика; *д* — график, полученный при совместном использовании данных сейсмокаротажа и результатов инверсии сейсмической трассы

пользованы в качестве характеристик фильтров, отличаются преобладающей частотой (*б* и *в* — 30 Гц, *г* — 60 Гц) и фазовым спектром (*б* — минимально-фазовый, *в* и *г* — нуль-фазовые). Ширина амплитудного спектра каждого импульса составляет более 2 октав (от 10—15 до 50—60 Гц для *б* и *в* и от 10—15 до 90—100 Гц для *г*).

Как видно из сравнения скоростных графиков, отсутствие в спектре импульсов низкочастотных составляющих (ниже 10—15 Гц) приводит к потере информации об общем изменении (увеличении) скорости с глубиной и о разделении среды на толстые слои с разной средней пластовой скоростью. Отсутствие в спектре высокочастотных составляющих искажает детали строения тонких пластов (например, на времени 0,7 с). Искажения разреза для нуль-фазовых импульсов меньше, чем для минимально-фазовых, причем возрастание преобладающей частоты импульса (при сохранении относительной ширины диапазона частот) позволяет лучше выявить детали строения среды.

Ограничения со стороны высоких частот (после оптимально выполненной деконволюции) не могут быть уменьшены, так как они определяются уровнем помех и безвозвратными потерями высокочастотной части энергии при полевых наблюдениях. Ограничения со стороны низких частот могут быть преодолены частично или полностью, если воспользоваться информацией о положении и мощности толстых слоев среды. Их параметры могут быть найдены либо по материалам скоростного анализа данных сейсморазведки, либо по данным сейсмокаротажа. И те и другие материалы обычно

не позволяют надежно определять скорости в пластах мощностью менее 0,2 с, вследствие чего информация о строении среды в некотором диапазоне частот (от 5—8 до 10—15 Гц) может быть не восстановлена (см. рис. 53, д). Объединение данных скоростного анализа или сейсмокаротажа с результатами инверсии сейсмических трасс представляет некоторые трудности. Необходимо либо низкочастотные данные о скорости пересчитать в акустические жесткости, либо среднечастотный график акустических жесткостей перевести в график скоростей. В обоих случаях используют априорную зависимость между плотностью и скоростью подобно представленной на рис. 11.

В большинстве случаев нет необходимости в использовании низкочастотной составляющей, так как наиболее важная информация об изменении свойств тонких пластов в боковом направлении получается в результате одной только инверсии сейсмических трасс.

Основной сложностью при псевдоакустическом каротаже является необходимость достижения высокой разрешающей способности. Породы с повышенной (или пониженной) жесткостью отобразятся после инверсии сейсмических трасс соответствующими по знаку положительными (или отрицательными) отклонениями только в том случае, если удвоенная времененная мощность пласта будет того же порядка, что и преобладающий период сейсмического импульса после деконволюции, а сам импульс будет практически однофазным (см. импульсы б и в на рис. 52). В случае частого переслаивания пород с отличающимися жесткостями или использования многофазных импульсов возникнут интерференционные явления, которые могут полностью или частично исказить действительные соотношения жесткостей в разрезе и характер их изменения в боковом направлении. Для выполнения требований к длительности и форме импульсов решающую роль играет расширение полосы частот при полевых наблюдениях и рациональный выбор режима деконволюции. Для ее эффективности, а также для получения надежных оценок акустической жесткости важнейшее значение имеет высокое отношение сигнал/помеха на сейсмической записи. Изменения жесткости, обусловленные геологическими факторами (например, опесчаниванием, глинизацией, нефтегазонасыщением пластов), измеряются первыми десятками процентов. Если отношение сигнал/помеха менее 4—5, т. е. энергия помех составляет свыше 20 % энергии однократных волн, то незакономерные флюктуации интенсивности колебаний могут полностью завуалировать действительные изменения свойств пород.

Заметное влияние на надежность результатов оказывает учет изменчивости вдоль профилей фазового спектра импульсов, сформировавших реальные сейсмические записи. При морской сейсморазведке такая задача решается путем регистрации формы импульса, возбуждаемого источником. При наблюдениях на суше предложено использовать довольно сложные преобразования сейсмических трасс, реальная эффективность которых пока не ясна.

Подбор модели среды. В результате сейсмических исследований, учета общегеологической информации о разрезе и использования материалов близлежащих скважин нередко удается построить предполагаемую модель детального строения изучаемой толщи. Надежность такой модели может быть количественно оценена, а сама она дополнительно уточнена по критерию близости реальных и расчетных сейсмических данных.

Если предварительно охарактеризована точность прогноза параметров слоев модели среды и точность сейсмических материалов, то подбор осуществляется путем минимизации расхождений априорной и сейсмической информации с учетом их доверительных интервалов. Отметим, что необходимость в уточнении моделей, построенных по геологическим данным, используемых для интерпретации данных сейсморазведки, существует даже в том случае, если модель составлена по материалам акустического и плотностного каротажа. Во-первых, данные любых измерений отягощены погрешностями, во-вторых, результаты каротажных измерений отображают значения петрофизических параметров вблизи ствола скважины, в то время как сейсмическая запись соответствует значениям, осредненным в пределах расстояний, равных радиусу зоны Френеля, и, в-третьих, некоторую роль может играть различие частотных диапазонов измерений при сейсморазведке и акустическом каротаже.

В работе [24] предложен способ, позволяющий уменьшить погрешность определения акустических параметров пластов модели среды, если известна последовательность слоев и ориентировочные значения скорости и плотности пород. С целью уточнения первоначальной априорной модели для каждого пласта помимо скорости и плотности задают доверительные интервалы, соответствующие степени неопределенности данных о свойствах пород. Для наиболее вероятных значений скорости и плотности рассчитывается синтетическая сейсмограмма и оценивается степень ее подобия с реальной трассой. Затем в одном из пластов скорость изменяется на некоторую величину, вновь рассчитывается синтетическая сейсмограмма. Если она оказывается ближе к реальной, чем первоначальная, то измененное значение скорости считается более правдоподобным, чем заданное в исходной модели. Затем скорость изменяется на такую же величину в другом пласте, рассчитывается и сравнивается с реальной трассой новая синтетическая сейсмограмма и т. д. После завершения первого этапа уточнения в каждом из пластов процесс повторяется до тех пор, пока возрастает степень сходства между синтетической и реальной записями. Точно так же уточняют значения плотностей. В результате на выходе процесса получается модель среды, для которой синтетическая сейсмограмма ближе к действительной, чем синтетическая сейсмограмма для исходной модели. Опробование способа на тестах показало хорошую в среднем сходимость к действительной модели среды, если погрешности исходной модели не превышают 10–20 %.

Подбор моделей может проводиться как по отдельным трассам,

так и по участкам разреза. Эффективность этого способа определяется степенью близости реальных трасс к модели сейсмической записи, соответствующей однократно-отраженным, нормально падающим на границы волнам. Требования к отношению сигнал/помеха и точности определения формы импульса являются столь же жесткими, что и при инверсии сейсмических записей. Кроме того, вследствие своей математической некорректности способ, даже при малых помехах, эффективен в среднестатистическом смысле. Повышение сходства синтетической и реальной трасс достигается всегда, но это гарантирует приближение результативной модели к действительной лишь для части случаев или, в благоприятных условиях, в большинстве случаев, но не в каждом из них.

10. ПРЕДСТАВЛЕНИЕ СОВОКУПНОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ ОБРАБОТКИ

Информация, полученная на выходе каждого этапа обработки, представляется в виде, наиболее удобном для оценки соответствующих сейсмических параметров: амплитуд и времен отражений на временном разрезе, скоростей на графиках $v_{\text{огт}}$ и $v_{\text{инт}}$, декрементов затухания на разрезах. Вследствие разнообразия изменений физических характеристик разреза, исследуемых для прогноза свойств пород, возникает необходимость компактного представления совокупности параметров, найденных в результате обработки. Эта задача решается путем совместной визуализации данных об изменении кинематических и динамических особенностей отражений. Результаты анализа комплекса разнообразных величин позволяют более надежно локализовать зоны аномальных изменений свойств разреза. По качественным характеристикам аномалий и особенностям их сочетания интерпретатор получает возможность формулировать гипотезы о причинах возникновения аномалий.

Для анализа совокупности данных на окончательных временных разрезах выделяют основные отражающие границы, динамически хорошо выраженные и отличающиеся достаточно уверенной корреляцией вдоль профиля. Для всех выделенных границ рассчитывают горизонтальные спектры скорости. Для интервалов между границами определяют пластовые скорости и осредненные значения параметров затухания. По временному разрезу определяют энергетические характеристики отражений, оценки их когерентности и т. п.

Для анализа частотных особенностей отражений вычисляют амплитудные спектры волн от основных отражающих горизонтов и интервалов между горизонтами. Точность описания спектра зависит от дискретности его отсчетов Δf , которая связана обратной зависимостью с длительностью интервала анализа Δt . Для получения оценки интенсивности большого числа гармоник спектра необходимо увеличение величин Δt , а это приводит к тому, что в окно анализа попадают сигналы, связанные не с отдельным горизонтом, а с совокупностью границ. Так, для достаточно полного описания спектральной плотности в диапазоне частот от 10 до 60—70 Гц

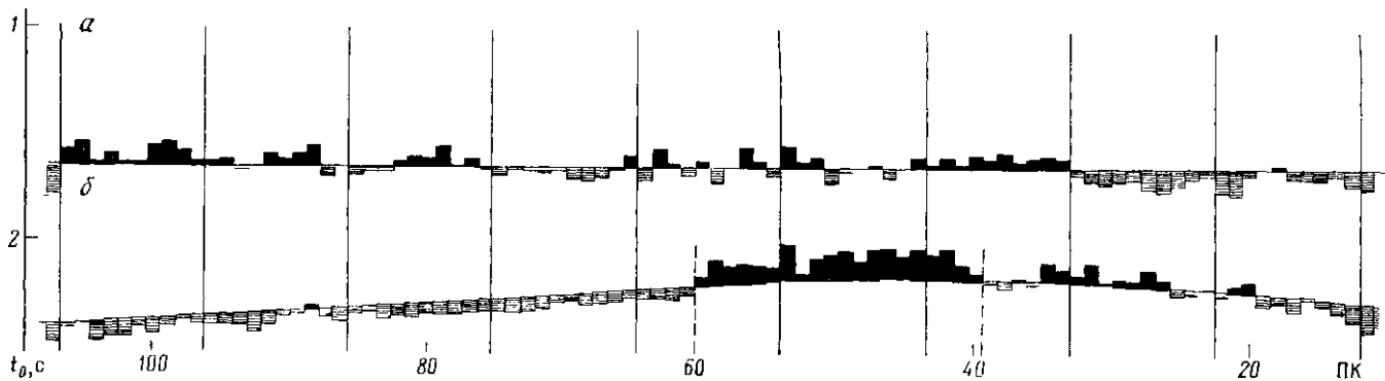


Рис. 54. Изменения декрементов затухания вдоль непродуктивного и продуктивного интервала разреза.

Для каждого интервала нанесены отклонения значений декрементов от их среднего значения для соответствующего интервала разреза. Общая конфигурация графиков соответствует поведению отражающих границ

величина Δt должна составлять не менее 100—150 мс, что затрудняет анализ частотных особенностей отдельных отражений. При определении спектров по временному разрезу, а не по сейсмограмме, дополнительные сложности возникают за счет растяжения импульсов при вводе кинематических поправок. Все это нередко снижает информативность спектральных параметров.

В некоторых ситуациях одна только поинтервальная визуализация сама по себе существенно упрощает выявление аномалий. Например, аномалии декрементов затухания проявляются на фоне заметных флюктуаций, обусловленных нестационарным изменением коэффициентов отражения со временем (см. рис. 50, *a*). Оценки декрементов могут даже оказаться отрицательными, когда коэффициенты отражения увеличиваются с глубиной. Если отражающие свойства существенно не меняются вдоль границ, то поинтервальный анализ, при котором изучается изменение декрементов вдоль определенного интервала разреза, позволяет более уверенно фиксировать аномалии. Это хорошо видно из сравнения рис. 51 с рис. 54, на котором показано изменение декрементов вдоль двух интервалов разреза: верхнего (от 1,0 до 2,0 с) и нижнего (от 2,0 до 3,0 с). Аномалия, приуроченная к нижнему интервалу, в результате поинтервального представления стала заметно контрастнее.

Для интерпретации совокупности параметров существенным является содержание набора характеристик, используемых для последующего анализа¹. Программы поинтервального анализа обычно предусматривают возможность определения большого числа физически близких параметров, например средней амплитуды по разрезу и полной энергии спектра в заданном временном интервале или абсолютных и относительных значений энергии в заданных узких диапазонах спектра.

Первоначально проводится визуализация полного набора параметров, предусмотренного программным обеспечением. На этом этапе необходимо отобрать такие параметры, которые с минимальной взаимной зависимостью и по возможности всесторонне отображали бы изменение вдоль профиля особенностей отражений для каждого интервала. Соответствующую выборку параметров можно назвать интерпретационным набором.

На рис. 55 представлены диаграммы полного набора динамических параметров отражений для трех отражающих горизонтов. Способ визуализации [118] предусматривает построение графиков величин, каждый из которых нормирован к своему среднему квадратичному отклонению. В качестве нулевой линии (начала отсчета) принято среднее для интервала значение параметра.

Из всей совокупности динамических параметров в интерпретационный набор имеет смысл включить параметры, которые по своему информативному содержанию различаются в достаточно сильной степени. Кроме того, параметр должен быть количественно

¹ Исследование вопросов методики поинтервального анализа выполнено при участии А. В. Гриншпуна.

представительным. Ясно, что изменение непредставительной величины чаще всего может носить случайный характер и не отражать какого-либо существенного физического содержания. Поскольку отражения от разных горизонтов могут существенно отличаться по своему частотному составу или другим особенностям, представительность выбираемой совокупности параметров должна обеспечиваться в интервалах разреза, представляющих разведочный интерес.

Для различных сейсмогеологических условий и при решении различных поисково-разведочных задач содержание интерпрета-

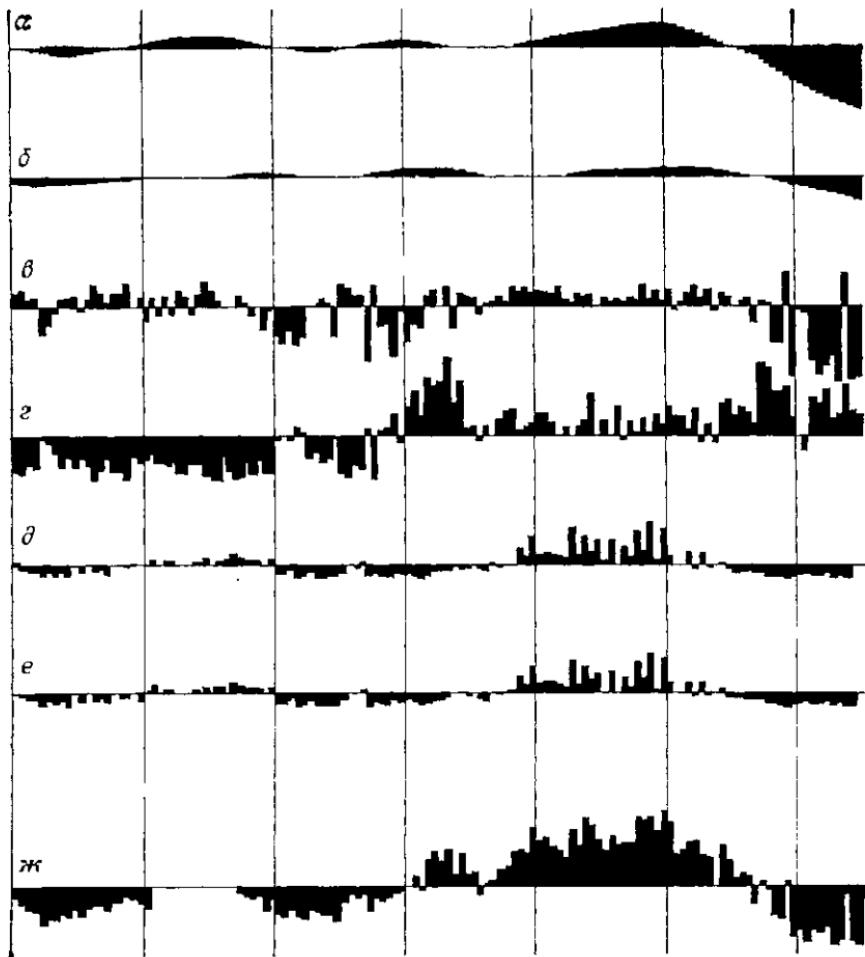


Рис. 55. Влияние газовой залежи на изменение вдоль профиля нормированных значений кинематических и динамических характеристик отраженных волн.

α — эффективная скорость волн от границы в подстилающих отложениях; *б—е* — соответственно интервальная скорость, эффективная ширина, энергия низкочастотной части, полная энергия спектра, среднее абсолютное значение амплитуды, приуроченных к продуктивному интервалу разреза; *ж* — результат суммирования графиков *а—е*.

ционного набора в общем различно. Тем не менее оно должно отражать следующие основные факторы, характеризующие интервалы разреза: изменение вдоль профиля среднего значения амплитуды или энергии, изменение энергии в наиболее характерной узкой полосе спектра (в абсолютных или в процентных величинах), вариации характерных частот (средней или пиковой), вариации ширины спектра, вариации скоростных параметров разреза, изменение декремента затухания и когерентности колебаний.

Наряду с поинтервальным анализом для изображения характера сочетания различных параметров сейсмической записи используются карты изолиний абсолютных или относительных значений. Этот способ, особенно если изолинии наносятся на сейсмический разрез (см. рис. 69), позволяет достаточно просто и эффективно оценить взаимосвязь кинематических и динамических аномалий между собой и с особенностями залегания границ. Вместе с тем нанесение изолиний на разрез является более сложной процедурой, чем построение поинтервальных графиков. Кроме того, таким способом не удается обеспечить наглядность восприятия, если необходимо совместно визуализировать, например для определения интерпретационного набора, данные о большом числе параметров. Внедрение цветных изображений и способов штриховки разрезов расширяет возможности способа, но и в этом случае не удается одновременно анализировать свыше трех-четырех параметров.

Не решенным до настоящего времени является вопрос о методике комплексной интерпретации набора параметров. При использовании совокупности разнородных данных их комплексную интерпретацию обычно стремятся свести к интерпретации значений многомерной функции, поведение которой в той или иной степени отображает вероятность наличия аномалий [16, 45].

В качестве такой функции может использоваться сумма параметров интерпретационного набора, каждый из которых предварительно масштабирован к своему среднему квадратичному отклонению. Суммарные значения фильтруются с целью ослабления высокочастотных вариаций результирующей функции.

При сложении могут использоваться весовые коэффициенты, учитывающие значимость каждого параметра и знаки, учитывающие прямую и обратную коррелируемость значений аномалий различных параметров. В общем случае решения о знаках и весах принимаются с использованием априорных предпосылок, например на основе оценок ожидаемых для данного разреза изменений параметров либо на основе выявленных ранее закономерностей изменения параметров на объектах с известным геологическим строением. Изложенный способ при правильном выборе знаков отдельных параметров обеспечивает повышение контрастности аномалий. Еще более контрастное, чем при суммировании, представление значений результирующей функции достигается путем нелинейной обработки совокупности значений отдельных параметров [16].

К сожалению, как показывает опыт работ, интерпретационный набор параметров, являющийся хорошим индикатором аномалий на одной из площадей, может не быть индикатором аномалий с аналогичной геологической природой на другой площади того же геологического района. Поэтому, прежде чем с помощью выбранного интерпретационного набора решать конкретную задачу прогнозирования, необходимо убедиться в его устойчивости по площади.

Оптимальным решением задачи комплексной интерпретации набора параметров должно являться статистическое прогнозирование в сочетании с анализом всей геологической информации об объекте исследований. Хотя теоретические предпосылки статистического подхода хорошо известны (способ главных компонент, распознавание образов и т. п.), он еще не нашел производственного применения, по-видимому, потому, что попытки его использования делаются в отрыве от оценок возможного диапазона значений аномалии в конкретной сейсмогеологической обстановке участка исследований.

ПРЯМЫЕ ПОИСКИ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Попытки применения сейсморазведки как самостоятельного метода, так и в комплексе с другими геофизическими и геохимическими методами для выявления эффектов, свидетельствующих о наличии или отсутствии нефтегазовых залежей, были сделаны еще в пятидесятых годах [15, 16]. Термин «прямые поиски» носит условный характер, так как сейсморазведка, как и другие геофизические методы, не обнаруживает непосредственно сами залежи углеводородов, а лишь позволяет выявить изменения физических свойств пород, которые с той или иной степенью надежности могут быть объяснены влиянием нефтегазонасыщения. Однако даже такое, в сущности, косвенное выявление признаков залежей потребовало серьезных усилий и является блистательным успехом по сравнению с решением чисто структурных задач, безраздельно господствовавшим в нефтяной сейсморазведке до недавнего времени.

Несмотря на большой интерес к методам прогноза нефтегазовых залежей с помощью сейсморазведки, развитие прямых поисков долгое время сдерживалось из-за недостаточной эффективности приемов, используемых при полевых наблюдениях, обработке и интерпретации материалов. Отметим основные проблемы, решение которых является предварительным условием внедрения прямых поисков в практику сейсморазведки.

Сейсмическое волновое поле представляет совокупность полезных волн (сигналов), несущих информацию о продуктивности разреза и многочисленных помех. Выявление признаков залежей стало возможным, во-первых, после разработки систем полевых наблюдений, обеспечивающих существенное ослабление помех, и, во-вторых, после применения суммирования, деконволюции, оптимальной фильтрации, автоматической коррекции фазовых сдвигов, резко повысивших надежность выявления сигналов и точность измерения их параметров.

Решение этой проблемы происходило в рамках общего прогресса сейсморазведки и связано прежде всего с повсеместным переходом к наблюдениям по методу общей глубинной точки и применением цифровой регистрирующей и обрабатывающей аппаратуры. Достижения в области выделения сейсмических сигналов очевидны, однако в ряде районов до настоящего времени удается лишь выявлять однократные отражения, но невозможно надежно измерить их параметры, за исключением времен прихода. По мере совершенствования методики наблюдений и обработки увеличивается количество районов, где можно решать не только задачи

структурного картирования, но и задачи измерения динамических параметров волн, отраженных от границ, располагающихся в пределах потенциально продуктивных толщ. Именно в таких районах возможен успешный прогноз нефтегазонасыщенности по данным сейсморазведки. Благоприятные для проведения прямых поисков площади, где можно получить материалы с высоким отношением сигнал/помеха, существовали на любом этапе развития сейсморазведки, но лишь на современном ее уровне такие площади постепенно перестают быть уникальными.

Другая проблема заключалась в создании способов извлечения из сейсмических материалов информации о физических параметрах пород. Первые способы экстракции информации носили качественный характер и сводились к поиску косвенных свидетельств изменения физических свойств среды. Так, отсутствие или уменьшение числа отражений в некотором интервале разреза связывалось с повышенным затуханием колебаний, асимметрия распределения приращений времен вдоль гидографов рассматривалась как признак наличия отражений от контактов залежей. Постепенно появились более совершенные способы, основанные на использовании количественных параметров, характеризующих волновое поле. Например, для изучения затухания стали применяться измерения числа и протяженности отражающих границ, скорости затухания огибающей сейсмической трассы со временем и т. п. [16, 45, 46]. Обшим недостатком таких способов, по-прежнему базирующихся только на изучении косвенных признаков, является качественный характер интерпретации. Прогнозировать залежи на основе косвенных признаков приходится исходя из общих представлений с учетом аналогии результатов, получаемых на исследуемой и ранее изученной площади с известным строением и продуктивностью. Такие аналогии всегда в той или иной мере условны. Для получения достаточно надежных выводов они требуют учета изменчивости разнообразных геологических, геофизических, геохимических, а также методических факторов. В зависимости от квалификации и интуиции специалистов прогноз, основанный на общих представлениях и аналогиях, приобретает субъективный характер — преувеличивается роль одних факторов в ущерб другим, не говоря уже о том, что ряд факторов вообще не учитывается из-за отсутствия необходимой информации, сложности или трудоемкости ее использования.

Заметим, что до определенного времени использование одних только косвенных признаков носило вынужденный характер вследствие низкой точности определения параметров волн и недостаточного развития теории и методики интерпретации. По мере совершенствования сейсморазведки появилась возможность по сейсмической записи измерять физические характеристики среды (плотистую скорость, амплитуду коэффициента отражения, декремент затухания, акустическую жесткость). На смену косвенной пришла прямая и притом количественная информация о петрофизических особенностях геологического разреза. Тем самым появилась возмож-

ность сравнения измеренных характеристик с априорными данными о влиянии нефтегазонасыщения на физические свойства отложений.

Третья проблема заключалась в изучении влияния нефтегазонасыщенности на физические свойства пород и изменение характеристик волнового поля. Решение этой проблемы происходило и продолжает осуществляться путем постепенного накопления теоретических и экспериментальных данных. К настоящему времени установлено, что при благоприятных сейсмогеологических условиях известные нефтегазовые залежи довольно четко проявляются в волновом поле в виде аномалий интенсивности отражений, сочетающихся с аномалиями скорости, затухания и с появлением отражений от контактов залежей. Сейсмические исследования, выполненные в благоприятных условиях на неизученных бурением перспективных объектах, привели в ряде случаев к обнаружению характерных для залежей аномалий волнового поля, наиболее четко проявляющихся в изменении амплитуд отражений. Интерпретация многих аномалий, как признаков наличия нефтегазовых залежей, была подтверждена данными бурения, полученными после завершения сейсмических исследований. Все это позволяет рассматривать сейсморазведку как эффективный метод прямых поисков нефтегазовых залежей и рассчитывать как на широкое использование существующей методики, так и на дальнейшее ее совершенствование.

11. АНОМАЛИИ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ЗАЛЕЖАМИ

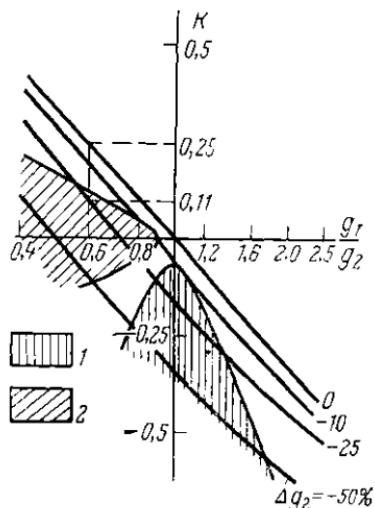
Залежи нефти и газа чаще всего имеют пластовый характер, т. е. заполняют некоторую часть пласта-коллектора, в то время как остальная его часть насыщена минерализованной водой. Нефтегазонасыщение приводит к снижению скорости распространения продольных волн, уменьшению акустической жесткости и возрастанию коэффициента поглощения по сравнению с величинами, характеризующими те же свойства той же породы, насыщенной минерализованной водой. Таким образом, нефтегазовая залежь представляет собой аномальное тело внутри коллектора.

Вследствие вертикальной миграции нефти и газа может наблюдаться повышенная концентрация углеводородов во вмещающих залежь породах, что также влияет на особенности волн.

Будем называть обусловленные залежью изменения параметров волн аномалиями волнового поля. При теоретической оценке аномалий будем рассматривать нефтегазовую залежь как пластообразную неоднородность, горизонтальные размеры которой значительно больше длины волн, а вертикальная мощность соизмерима с длиной волны. Предположим, что породы внутри неоднородности, а также замещающие (по простираннию) неоднородность водонасыщенные отложения изотропны, однородны, но отличаются скоростью распространения колебаний, плотностью и коэффициентом поглощения. Для простоты примем исследуемую среду горизонтально-слоистой. Пользуясь лучевыми представлениями, сравним

Рис. 56. Влияние уменьшения акустической жесткости нижней среды на коэффициент отражения.

1 — область возрастания абсолютного значения коэффициента отражения в 2 раза и более; 2 — область уменьшения коэффициента отражения в 2 раза и более



кинематические и динамические характеристики отраженных волн, наблюдавшихся над неоднородностью и вне области ее существования.

Изменение интенсивности волн, отраженных от коллектора

Рассмотрим влияние нефтегазонасыщения на изменение значения коэффициента отражения для волны, падающей по нормали на границу двух полупространств, нижнее из которых имитирует водонасыщенный коллектор, акустическая жесткость которого в водонасыщенной части равна g_2 , а верхнее — покрышку с акустической жесткостью g_1 . Появление залежи приводит к относительному уменьшению акустической жесткости нижнего полупространства на величину Δg_2 . На рис. 56 приведен график коэффициентов отражения при различных соотношениях жесткости водонасыщенного коллектора и покрышки ($\Delta g_2 = 0$) и графики тех же коэффициентов при изменении g_2 вследствие нефтегазонасыщения ($\Delta g_2 \neq 0$). Если жесткость водонасыщенной части коллектора существенно больше жесткости покрышки ($g_1/g_2 < 0,7$), то при нефтегазонасыщении модуль коэффициента отражения уменьшится, при больших Δg_2 — в несколько раз. Если $g_1/g_2 > 0,8—0,9$, то модуль коэффициента отражения вследствие нефтегазонасыщения возрастет. Особенно значительным возрастание будет при малой контрастности акустических жесткостей покрышки и водонасыщенного коллектора ($0,9 < g_1/g_2 < 1,1$) и больших Δg_2 . В случае, когда $g_1/g_2 < 1$, наряду с изменением интенсивности, может меняться знак коэффициента отражения, т. е. полярность волны.

Из совместного рассмотрения рис. 56 и рис. 13 можно заключить, что к залежам газа, находящимся на глубинах до 1,0—1,5 км, может быть приурочено либо резкое усиление интенсивности

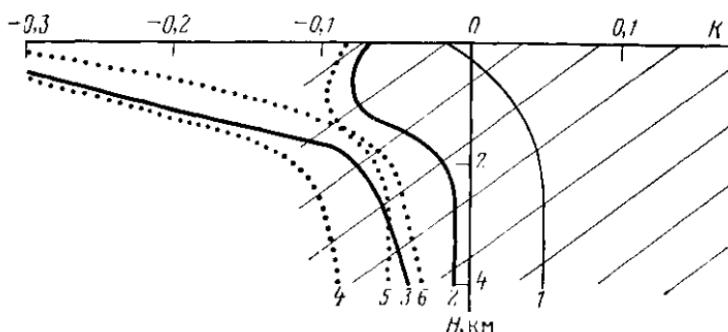


Рис. 57. Зависимость коэффициентов отражения от глубины залегания границ кайнозойских пород.

1—3 — от границы глины соответственно с водонасыщенным, нефтенасыщенным и газонасыщенным песчаником; 4—6 — от подошвенных контактов соответственно водогазовой, водонефтяной и газонефтяной залежей

сейсмической записи (аномалия «яркого» пятна), либо ее резкое ослабление (аномалия «темного» пятна). Четко выраженные по абсолютному и относительному значениям аномалии могут иметь место при разнообразных соотношениях акустических жесткостей коллекторов и покрышек. В случае неглубоких нефтяных залежей или газовых залежей на глубинах от 1,5—2 до 3 км также могут возникать существенные по относительному (а при $g_1/g_2 > 0$ и по абсолютному) значению аномалии, но только если эти залежи приурочены к определенным, сравнительно узким, диапазонам соотношений g_1/g_2 . При большой глубине залегания нефтегазовых месторождений значительные относительные изменения коэффициента отражения возникнут только при небольших различиях акустических жесткостей g_1 и g_2 .

Данные рис. 56 целесообразно дополнить и конкретизировать применительно к типичным свойствам пород в реальных условиях. На рис. 57 и 58 приведены данные о коэффициентах отражения

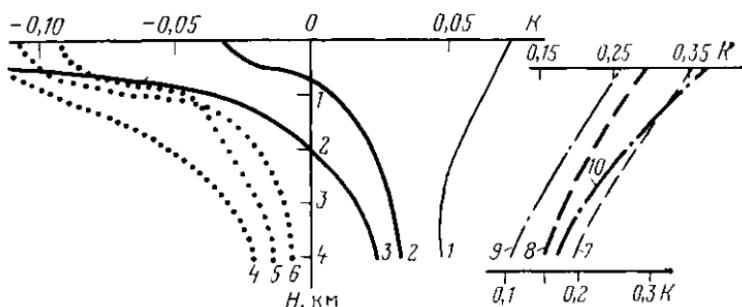


Рис. 58. Зависимость коэффициентов отражения от глубины залегания границ мезозойских пород.

1—6 — то же, что и на рис. 57; 7, 8 — от границы глины с водонасыщенными и газонасыщенными карбонатами; 9, 10 — от границы карбонатов с водонасыщенными и газонасыщенными песчаниками

от границы коллектора с покрышкой для кайнозойских и мезозойских отложений.

Акустические жесткости найдены по обобщенным данным акустического и сейсмического каротажа и лабораторным данным о плотности мезокайнозойских пород Северного Кавказа и Западной Сибири (Б. З. Лабковский, Н. С. Шушакова, Б. С. Гамов и др.). Уменьшения скорости и плотности вследствие нефтегазонасыщения получены расчетным путем, с использованием средних значений пористости соответствующих пород на каждой глубине. Видно, что нефтегазонасыщение во всех случаях и при всех глубинах существенно (на десятки и сотни процентов) изменяет коэффициент отражения. При нефтенасыщении изменения меньше, чем при газонасыщении.

В песчано-глинистых толщах коэффициент отражения в зоне залежи при малых глубинах может возрастать в несколько раз. При этом меняется полярность отражения. На глубинах свыше 1—2 км нефтегазонасыщение песчано-глинистых толщ (со средними значениями пористости) должно приводить к заметному ослаблению отражений, причем в отложениях кайнозоя это явление должно сопровождаться изменением полярности.

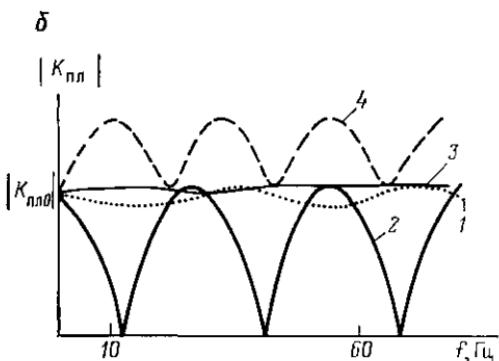
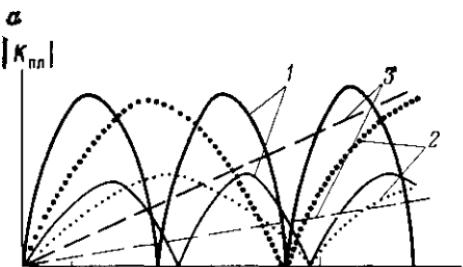
Для глинисто-карбонатных толщ можно ожидать только ослабления отражений вследствие нефтегазонасыщения (см. рис. 58, 7, 8). При песчаном коллекторе и карбонатной покрышке интенсивность в области залежи будет возрастать (см. рис. 58, 9, 10).

В реальных средах за счет отличия свойств контактирующих пород от средних для данной глубины коэффициенты отражения могут варьировать в широком диапазоне, существенно отличаясь от значений, представленных на рис. 57, 58. В качестве примера на рис. 57 показана штриховкой область возможных значений коэффициента отражения от границы глин с водонасыщенными песчаниками в зависимости от возможных (по данным каротажа) вариаций скорости и пористости. Расчеты показывают, что отличие свойств пород от средних для данной глубины, как правило, благоприятствует возникновению более сильных амплитудных аномалий, чем это следует из рис. 57.

Аномалия интенсивности волны при отражении будет определяться не только изменением модуля коэффициента отражения, но и условиями интерференции колебаний, отраженных от кровли и подошвы пласта. Возможны три ситуации: коллектор (в части, где он насыщен водой) имеет более высокую, более низкую или промежуточную акустическую жесткость по отношению к жесткости подстилающей и покрывающей сред.

В качестве модели первых двух ситуаций рассмотрим случай, когда свойства пород, слагающих кровлю и подошву пласта, идентичны. Пренебрегая внутрипластовыми кратными волнами и дисперсией скорости, запишем выражение для абсолютного значения коэффициента отражения от пласта

$$|K_{\text{пл}}| = \sqrt{2} |K| \sqrt{1 - \cos 4\pi \frac{\tau}{T} \exp\left(-2\delta \frac{\tau}{T}\right)}, \quad (\text{IV.1})$$



$|K|$ — модуль коэффициента отражения от кровли и подошвы пласта.

Как видно из (IV.1), при переходе от водонасыщенной к нефтегазонасыщенной части пласта изменение амплитуды отраженных волн будет пропорционально $|K|$ с точностью до изменений подкоренного выражения. Для типичных декрементов (несколько сотых) и мощностей пластов, при которых необходимо учитывать интерференцию отражений от кровли и подошвы ($\tau/T \leq 1$), экспоненциальный множитель близок к единице и его изменением можно пренебречь. Уменьшение скорости Δv в продуктивной части коллектора, т. е. возрастание τ , проявится в сжатии частотной характеристики пласта (смещении ее экстремумов) вдоль оси абсцисс (рис. 59) на величину, пропорциональную Δv , т. е. (см. гл. I) в уменьшении значений частот, соответствующих экстремумам характеристики, на 10—20 %. Экстремумы располагаются вдоль оси частот с интервалом $\Delta f = 0,5\tau^{-1}$.

При типичных для тонких пластов значениях мощностей (5—50 м) и скоростей (2—5 км/с) Δf составляет свыше 20 Гц. В таком случае деформация на 10—20 % частотной характеристики пласта не приведет к ее существенному смещению относительно диапазона частот сейсмических импульсов, составляющего (после деконволюции) от 15—20 до 40—60 Гц. Благодаря этому изменение интенсивности отражения будет в основном определяться изменением величины $|K|$ в формуле (IV.1). Иными словами, условия усиления или ослабления колебаний, указанные выше для границы полупространств (см. рис. 56—58), останутся справедливы: если

Рис. 59. Амплитудная спектральная характеристика коэффициента отражения от пласта.

a — одинаковая жесткость вмещающих пласт сред: 1 — мощный пласт ($\tau \approx T$), 2 — пласт средней мощности ($\tau = 0,5T$), 3 — мало мощный пласт ($\tau \leq 0,2T$); тонкие линии — спектральные характеристики водоносимых пластов, жирные — характеристики тех же пластов при увеличении коэффициентов отражения от границ пласта за счет его нефтегазонасыщения; *b* — пласт с промежуточной (при водонасыщении) акустической жесткостью по отношению к вмещающим средам:

1 — $g_2 \approx \max(g_1, g_3)$; 2 — $g_2 \approx \sqrt{g_1 \cdot g_3}$; 3 — $g_2 \approx \min(g_1, g_3)$; 4 — $g_2 < \min(g_1, g_3)$

пласт залегает среди более жестких пород ($q_2 < q_1$), то его нефтегазонасыщение приведет к усилению отражения, если же происходит насыщение пласта более жесткого, чем вмещающие породы, то отражение от него может либо ослабнуть, либо, если Δq_2 достаточно велико, усилиться и при этом изменить полярность.

Рассмотрим теперь изменение интенсивности, когда жесткость водонасыщенной части коллектора имеет промежуточное значение между жесткостями покрывающих и подстилающих пород. Если изменение жесткости при насыщении пласта не очень значительно, то она будет по-прежнему иметь промежуточное значение по отношению к вмещающим породам. При этом (рис. 59, б) интенсивность отражения уменьшится, если жесткость продуктивной части пласта окажется ближе, чем жесткость его водонасыщенной части, к среднему геометрическому $\sqrt{q_1 q_3}$ из жесткостей покрывающих q_1 и подстилающих q_3 пород. Интенсивность увеличится, если ближе к среднему геометрическому значению окажется акустическая жесткость водонасыщенной части пласта. Если вследствие нефтегазонасыщения жесткость пласта окажется меньше жесткости покрывающих и подстилающих пород (график 4 на рис. 59, б), интенсивность отражения возрастет. Полярность отражения от пласта с промежуточной акустической жесткостью при его нефтегазонасыщении не меняется.

В общем случае можно оценить влияние нефтегазонасыщения на интенсивность исходя из того, что частотная характеристика любого пласта представляет собой периодическую (при учете поглощения затухающую квазипериодическую) функцию частоты, имеющую два экстремума. Значение одного из экстремумов равно коэффициенту отражений в отсутствие слоя (т. е. от границы покрывающих и подстилающих пород). Нефтегазонасыщение, очевидно, не влияет на этот экстремум. На рис. 59, а значение этого экстремума равно нулю, на рис. 59, б это значение обозначено $K_{пл}$. Другой экстремум

$$K_{пл} = \frac{|K_1| + |K_2|}{1 + |K_1||K_2|} \approx |K_1| + |K_2|,$$

где $|K_1|$ и $|K_2|$ — модули коэффициентов отражения от кровли и подошвы пласта. Величины $|K_1|$ и $|K_2|$ при нефтегазонасыщении изменяются и практически пропорционально их изменению будет изменяться значение $|K_{пл}|$. Поэтому нефтегазонасыщение наиболее существенно скажется на интенсивности отражения, если, во-первых, оно достаточно существенно влияет на величины K_1 и K_2 и притом с одинаковым знаком или, по крайней мере, на больший из этих коэффициентов и если, во-вторых, в водонасыщенной части пласта значение $|K_{пл}|$ невелико. Оба эти условия выполняются, если жесткость пласта коллектора мало отличается от жесткости как подстилающих, так и покрывающих пород.

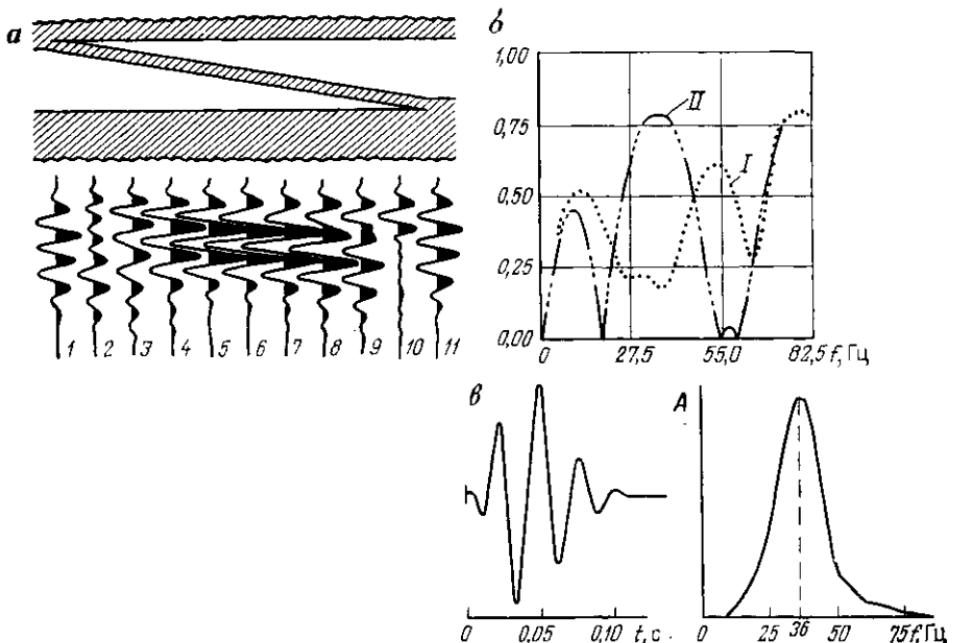


Рис. 60. Влияние положения глинистого прослоя в песчаном пласте на динамические особенности отражения [122].

a — горизонтально-слоистая модель с последовательно увеличивающейся глубиной прослоя; *b* — частотные характеристики при положениях прослоя, соответствующих трассам 2 (*I*) и 6 (*II*); *c* — использованный при расчетах импульс и его амплитудный спектр

В естественных условиях коллекторы неоднородны и это может заметно сказываться на характеристике отражения при резкой дифференциации упругих свойств.

Возможность существенного влияния внутренней неоднородности пласта на интенсивность отражения видна из рис. 60. Трассы рассчитаны для последовательности одномерных моделей, в которых глубина тонкого прослоя скачкообразно изменялась, поэтому в совокупности получилась двухмерная модель, представленная на рис. 60. В зависимости от местоположения прослоя отражение от пласта либо резко ослабевает, либо усиливается. Эффект в данном случае особенно значителен, так как при расчетах использовался узкополосный импульс с энергией, сосредоточенной в области от 25 до 50 Гц, где при увеличении глубины прослоя происходят наибольшие изменения частотной характеристики всего пласта. Для импульса с широким амплитудным спектром, от 5 до 50 Гц, вариации амплитуд оказываются в четыре раза меньше. Таким образом, при расширении полосы частот влияние изменений внутреннего строения пласта на характеристики отражения от него проявляется менее резко. Интенсивность и форма отраженного колебания становятся устойчивы (с погрешностью до 10—20 %), если скачок акустической жесткости на границах слоя превышает среднеквад-

ратический разброс параметров внутренних прослоев [41]. При выполнении этого условия результаты приведенного выше анализа влияния нефтегазонасыщения на интенсивность отражений остаются справедливыми и для неоднородных пластов.

До сих пор изменения интенсивности рассматривались в предположении, что волна образуется за счет отражения только от пласта-коллектора. Реальные отражения формируются в результате интерференции колебаний, отраженных от границ, расположенных в интервале глубин, приблизительно равном половине преобладающей длины волны. Если мощность коллектора меньше мощности всей отражающей пачки, то интенсивность аномалий уменьшится тем сильнее, чем больше пластов вмещающей коллектор толщи участвуют в формировании отражения и чем резче скоростная дифференциация всей отражающей пачки. В общем случае количественная оценка аномалий может быть найдена только путем сравнения синтетических сейсмограмм, рассчитанных для двух акустических моделей, отличающихся в зависимости от свойств флюида упругими свойствами коллекторских толщ.

Чтобы получить качественное представление о зависимости аномалий амплитуд от соотношения мощностей залежи и отражающей пачки, рассмотрим пачку, состоящую из слоев с равными временами пробега $\tau \ll T$ и одинаковыми коэффициентами отражения $|K_{\text{пл}}|$. Пусть за счет нефтегазонасыщения коэффициент отражения от одного из пластов пачки изменяется на $\Delta K_{\text{пл}}$. Изменение амплитуды отражения от всей пачки составит

$$\frac{\Delta A}{A} \approx \frac{|\Delta K_{\text{пл}}|}{|K_{\text{пл}}|} \frac{\tau}{T}.$$

Отсюда видно, что при $\tau \ll T$ даже при больших $\frac{|\Delta K_{\text{пл}}|}{|K_{\text{пл}}|}$ изменение амплитуды отражения окажется малым. Это обстоятельство существенно влияет на возможность выявления маломощных залежей, а также залежей, расположенных на больших глубинах, где за счет высоких интервальных скоростей даже мощным (десятки метров) пластам соответствуют небольшие, по сравнению с преобладающим периодом отражений, времена пробега τ .

Вдоль линии наблюдений, расположенной на поверхности, скачкообразное изменение коэффициента отражения при переходе от продуктивной к водонасыщенной части коллектора отобразится за счет волновой природы колебаний в виде непротяженного (несколько длин волн) участка плавного изменения амплитуды отраженной волны (рис. 61), к которому будут приурочены слабые быстро затухающие дифрагированные волны.

В реальных средах наличие залежи сопровождается проявлением внутри пласта-коллектора коротких горизонтальных (или субгоризонтальных) отражающих границ, соответствующих водонефтяным, водо- и нефтегазовым kontaktам. Из результатов расчетов для нормального падения плоской волны на бесконечно протяженную поверхно kontaktов (см. рис. 57, 58) следует, что

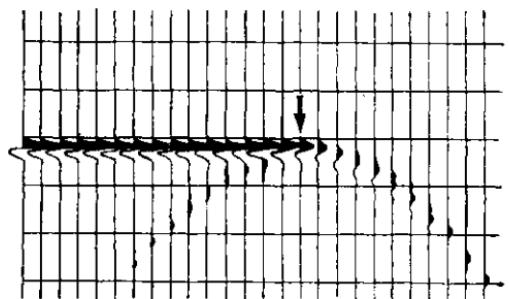


Рис. 61. Временной разрез, состоящий из трасс с нулевыми удаленными от источника, при дифракции вследствие скачкообразного изменения коэффициента отражения в 3,3 раза [128].

Расстояние между трассами 60 м, преобладающая длина волны падающего импульса около 40 м, стрелкой указано положение точки на границе, где изменяется коэффициент отражения

значение коэффициентов отражения от газо-жидкостных границ в песчаниках при небольших глубинах может заметно превысить обычные значения коэффициентов отражения от границ напластований [66]. Коэффициенты отражения от водо-нефтяных контактов, а также от газо-жидкостных контактов, находящихся на глубинах свыше 1,5—2,0 км, будут того же порядка, что и коэффициенты отражения от обычных границ.

Однако реальная интенсивность отражения от контактов будет определяться не только значением коэффициента отражения, но и соотношением протяженности контакта и размеров зоны Френеля, т. е. зоны, в пределах которой фаза падающей волны за время, равное полупериоду, изменяется не свыше чем на 180° . Для плоской горизонтальной границы и однородной покрывающей среды диаметр зоны Френеля при падении волны по вертикали равен $\sqrt{\lambda H}$, где λ — длина волны, H — глубина залегания границы. Если протяженность контакта превышает величину $\sqrt{\lambda H}$, т. е. составляет для обычных условий применения сейсморазведки несколько сотен метров, интенсивность отражения (в направлении нормального луча) будет близка к интенсивности отражения от бесконечно протяженной границы. При уменьшении ширины контакта амплитуды отражения будут убывать. Форма гидографа отражения при этом будет приближаться к форме гидографа дифрагированной волны [26]. Таким образом, интенсивность отражения от контакта и форма гидографа должны изменяться с частотой.

Влияние нефтегазонасыщения на частотный состав и длительность импульса

Уменьшение интервальной скорости приведет, как отмечалось выше, к сжатию частотной характеристики пласта вдоль оси абсцисс. Вследствие этого изменятся преобладающая частота, эффективная ширина и форма спектра отражения. В качестве иллюстрации рассмотрим случай, когда спектр падающего импульса широкополосен и имеет плосковершинную огибающую.

Для пластов небольшой мощности ($\tau \approx 0,5T$) в пределах диапазона частот падающей волны будет располагаться один полуperiод частотной характеристики пласта (см. рис. 59, а). Ее сжа-

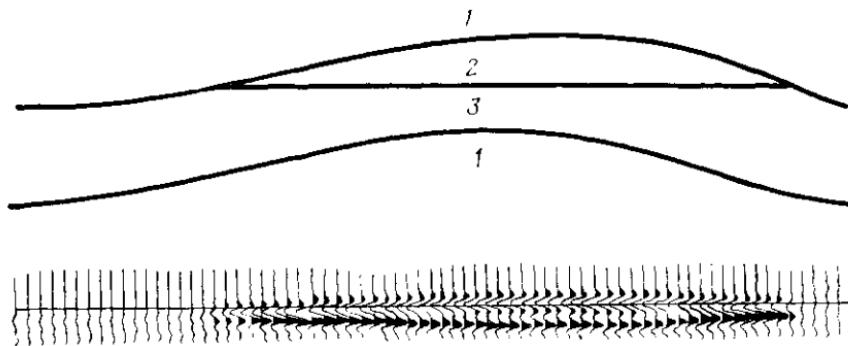


Рис. 62. Модель залежи и соответствующий ей временной разрез, иллюстрирующий усиление и «вспучивание» отражений при газонасыщении песчаного коллектора, залегающего в толще глин.

1 — глины; 2 — газонасыщенный песчаник; 3 — водонасыщенный песчаник

тие приведет к уменьшению преобладающей частоты и сужению спектра отражения. Понижение частоты будет примерно пропорционально изменению скорости, т. е. может достигать 15—20 %. Иногда частота в области залежи может возрастать. В случае очень тонкого пласта ($\tau < 0,25T$) в пределах частотного диапазона падающей волны будет располагаться только левый склон первого полупериода характеристики пласта. Если интенсивность отражения от водонасыщенной части такого пласта ниже уровня помех, то насыщение углеводородами может привести к тому, что интенсивность высокочастотных составляющих превысит уровень фона (рис. 59, а), поэтому участку залежи будет соответствовать появление сравнительно высокочастотного отражения. Преобладающая частота отражения возрастет и в случае, когда акустическая жесткость пласта в водонасыщенной части является промежуточной, а в нефтегазонасыщенной — минимальной по сравнению с жесткостью подстилающих и покрывающих пород.

Уменьшение скорости в зоне залежи приведет к дополнительному запаздыванию отражения от подошвы залежи и от подстилающих границ на величину

$$\delta t_0 = 2\tau \frac{\Delta v_{\text{шнт}}}{v_{\text{шнт}}}, \quad (\text{IV.2})$$

где $\Delta v_{\text{шнт}}/v_{\text{шнт}}$ — относительное изменение пластовой скорости. Дополнительное запаздывание проявится в увеличении δt_0 (вспучивание) пачки отражений, соответствующих продуктивной части разреза (рис. 62) и в образовании ложных прогибов или искажении конфигурации более глубоких границ. При типичных значениях мощностей продуктивных пластов даже максимальным величинам $\Delta v/v$ (20—30 %) будут соответствовать аномалии δt_0 , не превышающие 0,01—0,02 с. Эта величина может несколько возрасти за счет влияния непромышленных концентраций углеводородов во вмещающей залежь среде.

Влияние залежи на результаты определения скоростей

Зона понижения скорости распространения колебаний в нефтегазонасыщенной части коллектора может рассматриваться как низкоскоростная неоднородность внутри слоистой среды. Чтобы оценить влияние неоднородности, рассмотрим горизонтально-слоистую модель, в одном из пластов которой скорость вдоль напластования скачкообразно уменьшается. Преломлением лучей на боковой грани низкоскоростного включения пренебрежем. Оценим вначале изменения скоростей для вертикального луча.

Относительное изменение средней скорости [3]

$$\frac{\Delta v_{cp}}{v_{cp}} = 2 \frac{\tau}{t_0} \frac{\Delta v_{int}}{v_{int}}. \quad (IV.3)$$

На рис. 63, а видно, что средняя скорость существенно (на несколько процентов) изменится только в случае, когда неоднородность имеет большую мощность, а скорость в ней отличается на 15—20 % от скорости в замещающих по напластованию породах.

Влияние залежи на изменение предельной эффективной скорости найдем, используя формулу (II.21). Вне залежи

$$v_e^2 = \frac{\sum' + v_{int. в}^2 \Delta t_{00}}{t'_0 - \Delta t_{00}}.$$

В пределах залежи

$$v_e^2 = \frac{\sum' + v_{int. пр}^2 \Delta t_{0pr}}{t'_0 + \Delta t_{0pr}}.$$

Здесь

$$\sum' = \sum v_{int. i}^2 \Delta t_{0i}, \quad t'_0 = \sum \Delta t_{0i},$$

причем суммирование ведется по всем пластам, за исключением коллектора; $v_{int. в}$, $v_{int. пр}$ — интервальная скорость в водонасыщенном или продуктивном коллекторе; Δt_{00} и Δt_{0pr} — двойное время пробега через водонасыщенный и продуктивный коллектор.

Принимая, что

$$\Delta t_0 \ll t'_0 \text{ и } v_{int}^2 \Delta t_0 \ll \sum',$$

получаем, что

$$\frac{\Delta v_e}{v_e} \approx \frac{\tau}{t_0} \left(\frac{v_{int}^2}{v_e^2} + 1 \right) \frac{\Delta v_{int}}{v_{int}}. \quad (IV.4)$$

Аналогичным будет и изменение интегральной эффективной скорости для годографов, располагающихся таким образом, что все соответствующие им лучи проходят либо через залежь, либо вне залежи. Сравнение формул (IV.4) и (IV.3) показывает, что в зависимости от величины v_{int}/v_e изменение эффективной скоро-

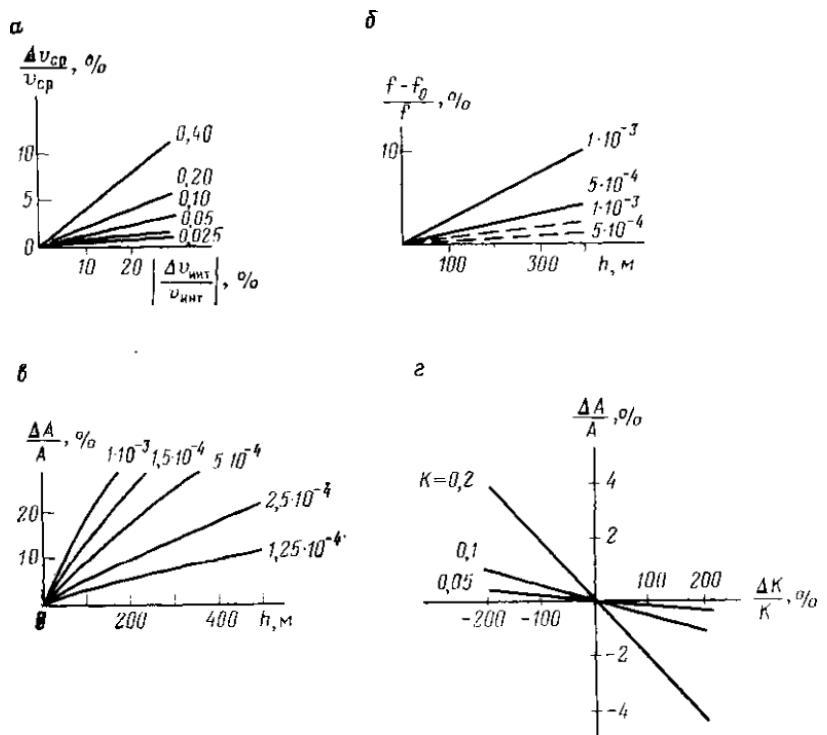


Рис. 63. Влияние залежи на параметры проходящих отраженных волн.

а — изменение средней скорости в зависимости от изменения интервальной скорости (шифр кривых — отношение двойного времени пробега через пласт к времени Δt_0); б — изменение преобладающей частоты колебаний в зависимости от мощности зоны аномального поглощения (шифр кривых — разность коэффициентов поглощения внутри и вне аномальной зоны на частоте f_0 , пунктир — изменение f_0 в случае протяженных импульсов, сплошная линия — в случае коротких импульсов); в — изменение интенсивности колебаний в зависимости от мощности зоны аномального поглощения (шифр кривых — разность коэффициентов поглощения внутри и вне аномальной зоны); г — изменение интенсивности вследствие изменения ($\Delta K/K$) коэффициента отражения на границе коллектор/покрышка (шифр кривых — значения коэффициента отражения в отсутствии залежи)

сти над залежью может быть больше изменения средней скорости (если $v_{\text{инт}} > v_e$) или меньше его (если $v_{\text{инт}} < v_e$). Обычно количественное различие $v_{\text{инт}}$ и v_e невелико, поэтому значение величины в круглых скобках в правой части (IV.4) близко к двум. $\Delta v_e/v_e \approx \Delta v_{\text{ср}}/v_{\text{ср}}$, вследствие чего для приближенной оценки изменения эффективной скорости можно использовать рис. 63, а.

Гораздо более значительным оказывается изменение эффективной скорости для гидографов, приуроченных к краевой части залежи, часть лучей которых проходит через залежь, а часть располагается вне ее. Рассмотрим это явление на примере гидографов ОГТ. Как видно из рис. 64, а, гидографы состоят из двух отрезков, смещенных друг относительно друга, за счет чего скорость суммирования (интегральная эффективная скорость) $v_{\text{огт}}$ резко изменяется вдоль профиля.

При приближении точки отражения к краю залежи лучи, соответствующие удаленному участку годографа, проходят через продуктивную часть коллектора, в то время как лучи, соответствующие ближней части годографа, еще пересекают коллектор в его водонасыщенной части. В результате дальняя часть годографа испытывает дополнительный сдвиг во времени по отношению к ближней части (годограф 2 на рис. 64, а, б) и при скоростном анализе величина $v_{\text{огт}}$ занижается по сравнению со значениями вне залежи (годограф 1 на рис. 64, а, б). На годографах ОГТ, расположенных под залежью, но по-прежнему вблизи ее края, возникают искажения, связанные с тем, что лучи, соответствующие малым удалениям, проходят через продуктивную часть коллектора 2 раза, в то время как лучи, соответствующие дальней части годографа, проходят через залежь только 1 раз. В результате ближняя часть годографа смещается по времени относительно дальней его части (годограф 3 на рис. 64, а, б) и при скоростном анализе отмечается повышенное значение $v_{\text{огт}}$. Сдвиг отрезков годографа

$$\Delta\tau \approx \Delta h \left(\frac{1}{v_{\text{инт}} - \Delta v_{\text{инт}}} - \frac{1}{v_{\text{инт}}} \right) \approx \tau \frac{\Delta v_{\text{инт}}}{v_{\text{инт}}}.$$

Если считать лучи прямолинейными, то искаженными будут годографы ОГТ, проекции которых на дневную поверхность удалены от проекции края неоднородности на расстояние, меньше $d = 0,5x_{\text{max}}(1 - h/H)$, где x_{max} — длина годографа.

Искажения $\Delta\tau$, обусловленные неоднородностями, расположены у дневной поверхности ($H = 0$), проявляются на годографах ОГТ от различных границ в одних и тех же точках поверхности, начиная с расстояний от края неоднородности, равных $x_{\text{max}}/2$ (рис. 64, г, справа). Если неоднородность расположена на глубине, то по мере увеличения глубины отражающих границ по отношению к скоростной неоднородности постепенно возрастает протяженность зоны искажений вдоль профиля. Амплитуда искажений в обоих случаях увеличивается с глубиной.

Амплитуду искажений будем характеризовать разностью значений скорости, определенной при гиперболической аппроксимации всего годографа ОГТ, и скорости, вычисленной для той же точки в результате интерполяции скоростей $v_{\text{огт}}$ для ближнего и дальнего участков того же годографа.

В квадратичных координатах каждый из годографов 2 и 3 отобразится в виде двух смещенных во времени прямолинейных отрезков, несколько отличающихся углом наклона, т. е. значением $v_{\text{огт}}$. Искаженное значение скорости $v_{\text{огт}}$ может быть найдено по наклону прямой, аппроксимирующей совокупность двух отрезков.

Обозначим длину годографа в квадратичных координатах D , тангенсы углов наклона составляющих его отрезков, которые будем

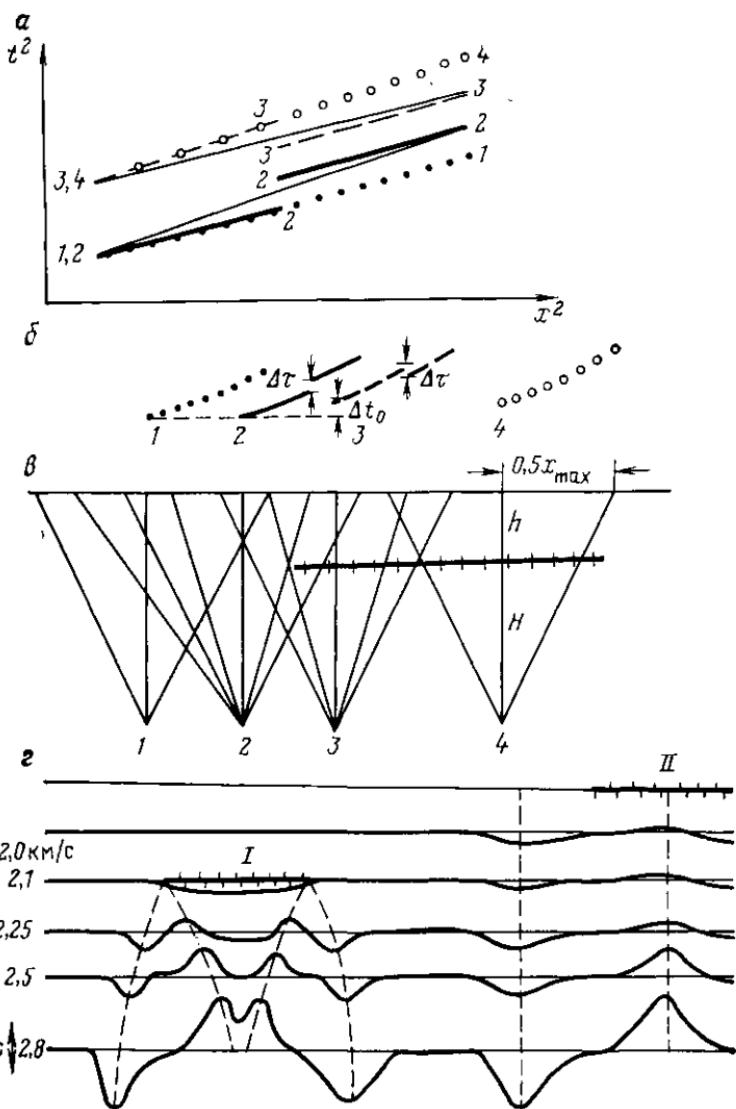


Рис. 64. Влияние залежи на кинематические особенности годографов ОГТ.

а — годографы в квадратичных координатах, тонкие линии — оптимальное осреднение годографов 2 и 3; б — то же, в линейных координатах; в — положение общих глубинных точек и схема лучей; г — изолинии $v_{\text{ОГТ}}$ при различной глубине отражающих границ и положении скоростной неоднородности на глубине (I) и вблизи поверхности (II).

считать прямолинейными, m_1 и m_2 , а отношение их длин $p/1-p$. Тогда угловой коэффициент аппроксимирующей прямой

$$a = \frac{\delta t}{D} p(1-p) + m_1 p^2(3-2p) + m_2(1-3p^2+2p^3).$$

Здесь δt — сдвиг отрезков годографа вдоль оси t^2 .

Последние два слагаемые справа соответствуют угловому коэффициенту, который был бы найден в отсутствие сдвига во времени между ближней и дальней частью годографа ОГТ, т. е. когда $\delta t = 0$.

Учитывая это, имеем

$$\frac{1}{v_{\text{иск}}^2} - \frac{1}{v_{\text{инт}}^2} = \frac{6\delta t}{D} p (1 - p),$$

где $v_{\text{иск}}^2 = \frac{1}{a}$ — искаженное значение скорости $v_{\text{огт}}$; $v_{\text{инт}}$ — интерполяционное значение той же скорости при $\delta t = 0$.

Учитывая, что

$$D = x_{\max}^2 - x_{\min}^2, \quad p = (l_1/l_2)^2,$$

где x_{\min} — расстояние от источника до начальной точки годографа; l_1/l_2 — отношение длин ближнего отрезка и годографа, и что

$$\delta t \approx (t_0 + \Delta\tau)^2 - t_0^2 \approx 2t_0 \Delta\tau = 2t_0 \tau \frac{\Delta v_{\text{инт}}}{v_{\text{инт}}},$$

окончательно получаем

$$\frac{1}{v_{\text{иск}}^2} - \frac{1}{v_{\text{инт}}^2} = \frac{12t_0 \tau \frac{\Delta v_{\text{инт}}}{v_{\text{инт}}}}{x_{\max}^2 - x_{\min}^2} (l_1/l_2)^2 [1 - (l_1/l_2)^2]. \quad (\text{IV.5})$$

Значение искажений будет максимальным при $(l_1/l_2)^2 = 0,5$, т. е. когда длина ближнего к источнику отрезка годографа l_1 составляет около 0,7 всей длины годографа. При этом условии относительное искажение скорости

$$\frac{\Delta v}{v} = \frac{3}{2} \frac{t_0 \tau v^2}{x_{\max}^2} \frac{\Delta v_{\text{инт}}}{v_{\text{инт}}}. \quad (\text{IV.6})$$

Здесь принято $x_{\min} = 0$. Обычно $x_{\max} \approx H \approx 0,5vt_0$.

Подставив эту величину в (IV.6), получим

$$\frac{\Delta v}{v} = 6 \frac{\tau}{t_0} \frac{\Delta v_{\text{инт}}}{v_{\text{инт}}}.$$

Сравнив этот результат с (IV.3), найдем, что амплитуда искажений скорости $v_{\text{огт}}$, приуроченных к краевым частям неоднородности, будет в 3 раза больше аномального уменьшения скорости в пределах залежи. При постоянном x_{\max} по мере увеличения глубины границ под неоднородностью значение искажений растет, в то время как аномалии, описываемые выражениями (IV.3) и (IV.4), уменьшаются. Амплитуда искажений резко увеличивается, если $x_{\max} < H$. Например, при $\Delta v_{\text{инт}}/v_{\text{инт}} = 0,2$, $x_{\max} = 2,0$ км, $t_0 = 2,4$ с, $v = 2,5$ км/с ($x/H \approx 0,66$) амплитуда искажений, обусловленных насыщением пласта мощностью 25 м, приуроченному к $t_0 = 1,5$ с, составит 40 м/с, в то время как изменение средней и предельной эффективной скорости будет равно лишь 6 м/с. С увеличением t_0

до 2,8 и v до 2,8 км/с значение искажений скорости возрастет до 80 м/с, в то же время изменение $v_{\text{ср}}$ и v_e составит только 5 м/с.

Максимальные (под неоднородностью) и минимальные (вне неоднородности) искаженные значения приурочены к точкам, расположенным на расстоянии около $0,25x_{\max}(1 - h/H)$ от проекции края неоднородности на поверхность. По мере увеличения x_{\max} или перехода ко все более глубоким границам участок, где $v_{\text{огт}}$ возрастает, смещается к центру неоднородности и для гидографов и границ, удовлетворяющих условию $0,5x_{\max}(1 - h/H) \geq s$ (s — длина неоднородности), минимумы скорости ниже залежи не могут наблюдаться, уступая свое место обусловленному искажением гидографа максимуму $v_{\text{огт}}$ (рис. 64, г). При больших по сравнению с горизонтальной протяженностью залежи s значениях x_{\max} максимумы $v_{\text{огт}}$ ниже залежи появятся даже при сравнительно небольшой глубине отражающих границ по отношению к коллектору. Условия для отображения залежей в поле $v_{\text{огт}}(t_0)$ в виде максимумов наиболее благоприятны, если глубина залежей невелика или же низкоскоростная неоднородность за счет миграции углеводородов протягивается по дневной поверхности. Значительная величина и характерная конфигурация искажений $v_{\text{огт}}$ делают их удобным инструментом для выявления локальных внутрипластовых низкоскоростных неоднородностей, в том числе нефтегазовых залежей.

Изменение интенсивности и преобладающей частоты проходящих волн

Появление залежи влияет на интенсивность проходящих волн за счет изменения геометрического расхождения, коэффициентов прохождения и коэффициента частотного затухания.

Вне залежи функция геометрического расхождения вдоль нормального луча

$$L = \frac{2}{v_1} \sum_1^p h_i v_{\text{инт}i},$$

где p — число пластов выше отражающей границы; v_1 — скорость в верхнем пласте.

Расхождение L_h для нормального луча, проходящего через залежь, найдем, заменив в одном из слагаемых формулы для L скорость $v_{\text{инт}}$ на $v_{\text{инт}} - \Delta v_{\text{инт}}$.

Относительное изменение амплитуд отражений вследствие измерения расхождения

$$\frac{\Delta A}{A} \approx -\frac{2tv_{\text{инт}}}{L_h} \Delta v_{\text{инт}} \approx 2 \frac{\tau}{t_0} \frac{v_1}{v_e^2} \Delta v_{\text{инт}}.$$

Отсюда следует, что уменьшение скорости вследствие нефтегазонасыщения приведет к некоторому уменьшению расхождения и соответствующему возрастанию интенсивности колебаний.

Однако для типичных параметров реальных сред возрастание интенсивности за счет изменения расхождения оказывается незначительным (несколько процентов).

Для расчета влияния на интенсивность изменения коэффициента прохождения, обусловленного изменением акустической жесткости породы, используем формулу для отношения амплитуды волны A' , дважды прошедшей через неоднородность (граница нефтегазонасыщенного коллектора с покрышкой), к амплитуде A той же волны, регистрируемой вне залежи:

$$\frac{A'}{A} = \sqrt{\frac{1 - 2K^2(1 + \Delta K/K)}{1 - 2K^2}}.$$

Результаты расчетов по этой формуле приведены на рис. 63, г. В условиях возникновения «яркого» ($\Delta K/K \gg 1$) пятна, интенсивность проходящих волн лишь незначительно уменьшается. Только в случае многопластовых месторождений ослабление проходящих волн (эффект тени) может оказаться заметным, так как уменьшение интенсивности возрастет примерно пропорционально числу пластов. Если нефтегазонасыщение приводит к ослаблению отражения от коллектора, то интенсивность проходящих волн будет слабо возрастать.

Относительное изменение интенсивности огибающей и центральных экстремумов импульса, обусловленное различием поглощения внутри и вне залежи,

$$\frac{\Delta A}{A} = 1 - e^{-2h \Delta \alpha}.$$

Из построенного по этой формуле графика (рис. 63, в) следует, что при малой и средней мощности залежей (до 50 м) изменение поглощения на 100 % и менее по сравнению с обычными значениями для консолидированных пород не приведет к существенному изменению интенсивности проходящих волн. В случае мощных залежей ($h = 100 \div 200$ м) уменьшение интенсивности может составить до 10—20 %. Если нефтегазонасыщение приводит к изменению поглощения выше чем на 100—200 % или, если поглощение меняется не только в коллекторе, но и во вмещающих породах, эффекты, обусловленные аномальным затуханием, могут привести к ослаблению амплитуд на несколько десятков процентов.

При оценке аномалий интенсивности следует учитывать, что в зависимости от изменения коэффициента отражения от коллектора возможно либо сложение эффектов поглощения и прохождения, что приведет к повышенному ослаблению колебаний, либо их частичная компенсация, за счет чего суммарная аномалия интенсивности уменьшится.

Изменение преобладающей частоты для импульса с колокольной огибающей после двукратного прохождения волны через залежь по сравнению с преобладающей частотой f_0 , наблюдаемой вне

области существования неоднородности, на основании формулы (II.68)

$$\frac{\Delta f}{f_0} = \frac{\beta^2}{\pi^2 f_0^2} h \Delta a,$$

где Δa — разность коэффициентов поглощения на частоте f_0 . Из расчетов по этой формуле следует (рис. 63, б), что заметное (свыше 5 %) изменение частотного состава колебаний может наблюдаться в случае коротких импульсов, формирующихся, например, после использования деконволюции, большой (первые сотни метров) мощности неоднородности и значительного отличия поглощающих свойств неоднородности от свойств вмещающих пород (на $3-5 \cdot 10^{-4}$ м⁻¹, т. е. на 50—100 % от обычных значений для консолидированных пород на сейсмических частотах).

12. МЕТОДИКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика сейсмических исследований должна обеспечивать получение кондиционных полевых материалов, особенно надежное прослеживание отражений в интервалах, представляющих разведочный интерес. Условия регистрации должны исключать возможность нелинейных искажений. При регистрации колебаний следует стремиться к максимальной стабильности условий возбуждения и приема, применяя для ослабления волн-помех группирование источников и приемников. Система наблюдений должна обеспечивать ослабление многократных отраженных волн при последующей обработке до уровня, по крайней мере вдвое меньшего ожидаемой аномалии амплитуд. Желательно начинать с отработки профилей, проходящих через глубокие скважины, данные по которым широко используются при интерпретации. В начале наблюдений необходимо выполнять опытные работы с целью подбора массы зарядов и глубины их заложения, обеспечивающих высокое отношение сигнал/помеха и максимальную энергию высокочастотной части спектра отраженных волн. Следует также определить с учетом последующего суммирования по ОГТ допустимую длину групп, при которой ослабление регулярных и нерегулярных волн-помех достигается без существенного ослабления высокочастотных составляющих полезных сигналов.

Практически повсеместно необходимо проводить наблюдения по методу ОГТ таким образом, чтобы при суммировании обеспечивалось не менее 12-кратное накапливание амплитуд отражений от потенциально продуктивной толщи. Длина интервала прослеживания отражений должна быть приблизительно равной глубине отражающей границы, что обычно обеспечивает максимальную точность определения $v_{\text{огт}}$. Расстояние между каналами выбирается не свыше 100 м с учетом того, чтобы в пределах предполагаемой аномалии располагалось не менее нескольких десятков трасс временного разреза. Профили должны пересекать ожидаемые аномалии так, чтобы по обе стороны аномалии располагались участки

профиля значительной длины. Плотность сети профилей должна быть такой же, что и при изучении аналогичных по площади поднятых границ. Полевые работы при цифровой регистрации желательно выполнять с дискретностью не более 2 мс, чтобы в дальнейшем можно было осуществить удовлетворительную коррекцию остаточных фазовых сдвигов, создать оптимальные условия для выявления частотных аномалий и для повышения разрешенности записи.

До начала обработки строятся детальные геологические разрезы вдоль сейсмических профилей с указанием литолого-фацальных замещений, изменений мощностей, данных о положении известных и предполагаемых залежей и их мощностей. Вертикальный и горизонтальный масштабы этих разрезов должны соответствовать масштабу сейсмических разрезов. Кроме того, анализируются и обобщаются данные сейсмокаротажа и ВСП об интервальных и средних скоростях сейсмических волн и их изменчивости по площади.

Методика обработки на ЭВМ представляет собой комплекс процедур, обеспечивающих сохранение на временных разрезах соотношений коэффициентов отражения, определение скоростей, затухания и спектральных особенностей отраженных волн. Эффективность обнаружения залежей по изменению амплитуд существенно зависит от ширины используемой полосы частот. Аномальные изменения коэффициентов отражения от маломощных и глубоко залегающих пластов проявляются главным образом в высокочастотной части спектра. Характерный пример показан на рис. 65. В данном случае амплитудные аномалии на времени 1,6—1,7 с приурочены к газоносным пластам мощностью 8—10 м. Из рис. 65 видно, что на низких и средних частотах, которые доминируют в отсутствие деконволюции, контрастность аномалии заметно снижается.

Аномалии интенсивности выявляются непосредственно по временному разрезу, построенному с линейным воспроизведением амплитуд, либо по результатам погоризонтного анализа амплитуд и энергий отражений.

Залежи по изменениям скоростей наиболее эффективно выявляются путем построения полей $v_{\text{огт}}$ (изолиний скоростей суммирования). Низкоскоростные локальные неоднородности, приуроченные к залежам, отображаются в полях $v_{\text{огт}}$ в виде волнообразных колебаний (рис. 66), знак и амплитуда которых изменяются с глубиной. Конфигурация изолиний зависит от глубины отражающего горизонта по отношению к залежи и от соотношения горизонтальной протяженности залежи и длины годографа ОГТ. Для границ, расположенных непосредственно ниже залежи, отмечается понижение $v_{\text{огт}}$, для более глубоких границ в области залежи могут либо наблюдаться аномально высокие значения $v_{\text{огт}}$ (см. рис. 64, 67), если достаточно велика длина годографа, либо отмечаться только краевые эффекты. В связи с небольшой аномалией определению $v_{\text{огт}}$ предшествует итеративное определение



Рис. 65. Временной разрез до (*α*) и после (*β*) деконволюции

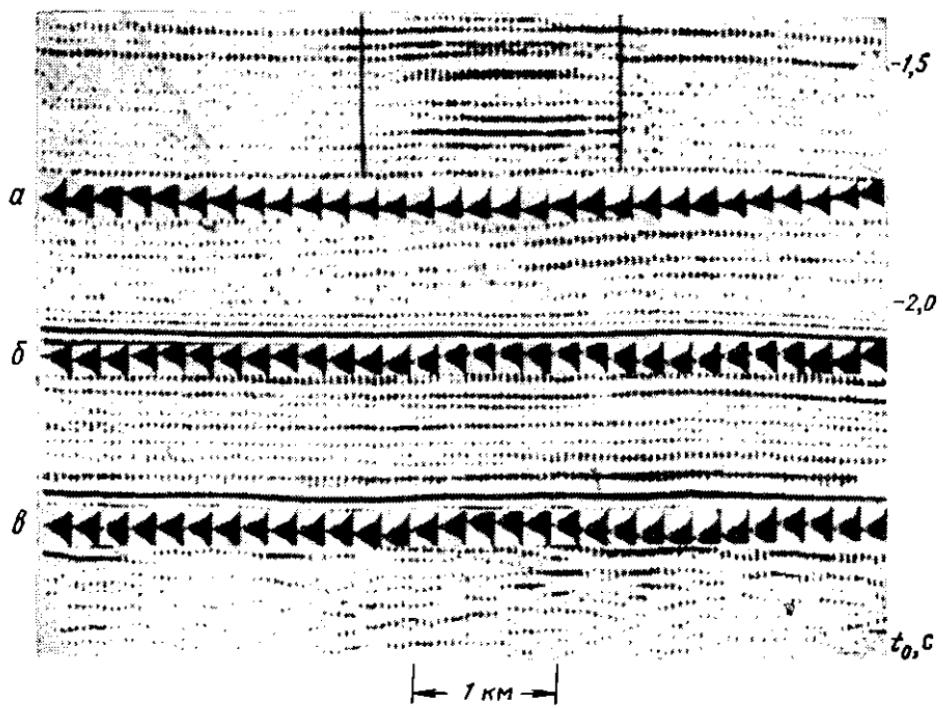


Рис. 66. Отображение многоглаштового месторождения на горизонтальных спектрах скорости для границ, расположенных непосредственно под месторождением (*a*), на глубине, в 1,5 раза большей глубины месторождения (*b*), и на глубине, в 2 раза большей глубины месторождения (*c*)

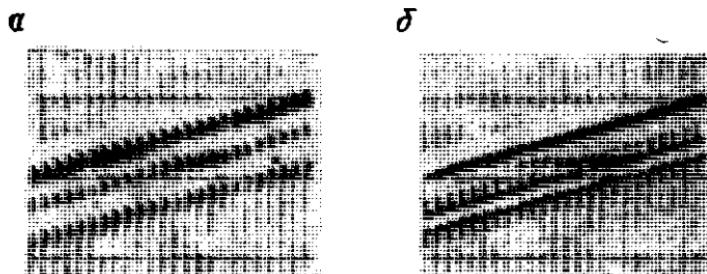


Рис. 67. Влияние частотного диапазона колебаний на выявление отражений от контакта [95].

a — 8–32 Гц; *b* — 16–64 Гц

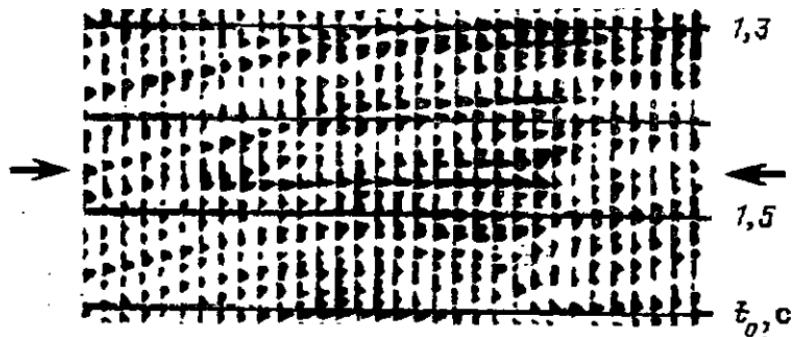


Рис. 68. Характер проявления отражения от водогазового контакта (отмечено стрелками) на временном разрезе [95]

статических и кинематических поправок и тщательный выбор оптимальной фильтрации, параметры которой могут заметно отличаться для разных отражающих границ.

Аномалии затухания выявляются по полям изолиний либо по результатам анализа изменений затухания вдоль определенных интервалов разреза.

Выявление отражений от контактов залежей основано на анализе наклона осей синфазности на разрезе — контакты обычно практически горизонтальны и по этому признаку отражения от них могут быть обнаружены, если в области развития контакта пласти, образующие ловушку, имеют наклонное залегание. При обработке особо важную роль играет ослабление кратных волн от горизонтально залегающих границ. Важное значение имеет также повышение разрешенности записи (рис. 67), которое приводит к уменьшению интерференции с волнами от границ напластований и, кроме того, к усилению отражения от контакта и ослаблению дифракционных явлений. Два последних эффекта обусловлены тем, что уменьшение длины волны ведет к уменьшению размеров участка формирования отражения на границе (зоны Френеля). Благодаря этому динамические особенности отражения от контакта приближаются к особенностям отражения от бесконечной плоскости.

Чтобы подчеркнуть отражение от контакта на фоне других волн, дополнительно к обычным процедурам обработки используют приемы, усиливающие горизонтальные оси синфазности: смешение, суммирование соседних трасс на разрезе или веерную фильтрацию (рис. 68).

При значительных углах наклона осей синфазности правильное взаимное положение на разрезе отражений от контакта и геологических границ можно получить только после использования миграции.

При анализе частотных особенностей колебаний основное внимание обращается на изменение их преобладающих частот и соотношений энергии высокочастотных и низкочастотных частей спектра.

Визуализация данных выполняется в виде изолиний, наносимых на временной разрез, либо в виде погоризонтных графиков.

На заключительной стадии обработки обнаруживаются аномалии. При этом в интервалах разреза, представляющих геологический интерес, выделяют протяженные (сотни метров и более) участки нетипичных, обычно экстремальных значений амплитуд, скоростей, затухания, спектральных характеристик и других параметров. Для более объективной характеристики вариаций исследуемых величин вдоль отражающих горизонтов и интервалов между ними анализируют совокупности погоризонтных графиков изменения исследуемых параметров (см. рис. 55). Для определения взаимного соответствия различных аномалий и их положения по отношению к геологическим структурам целесообразно наносить на временной разрез изолинии, характеризующие поведение различных параметров (рис. 69).

По контрастности вариаций параметров вдоль профиля, особенностям сочетания аномалий по разным интервалам разреза делаются выводы о реальности существования в разрезе геологической неоднородности глубинного происхождения или о возникновении аномалий за счет помех, поверхностных неоднородностей, погрешностей методики и т. п. Для геологической интерпретации оставляют только такие аномалии, появление которых с большой вероятностью связано с изменением пород на глубине. Среди таких аномалий необходимо выявить аномалии, обусловленные залежами. Общая схема принятия решений в процессе интерпретации сейсмических материалов показана на рис. 70. Для оценки вероятных геологических причин возникновения сейсмических аномалий глубинного происхождения вначале используют данные об их свойствах и геологическую информацию. Геологические данные должны отвечать на вопрос о том, благоприятно ли строение изучаемой толщи для существования нефтегазовых залежей или других геологических источников аномалий. Важно, в частности, знать, является ли соответствующий аномалиям интервал разреза продуктивным в региональном плане, имеются ли в нем коллекторы и покрышки, а также могут ли быть фациальные замещения и изменения мощностей. Материалы структурной интерпретации рассматриваемого сейсмического профиля используют для выявления наличия или отсутствия ловушек в месте расположения аномалий. Если установлено, что ловушка существует, а изучаемый интервал разреза может содержать залежи, то дальнейшая интерпретация должна быть направлена на детальный анализ особенностей сейсмической записи. Залежам должны соответствовать совокупности определенным образом сочетающихся между собой аномалий. Наиболее часто они проявляются в изменении амплитуд отражений от продуктивных пластов, искажении конфигурации графиков $v_{\text{огт}}$ для подстилающих границ, повышении затухания колебаний.

Дополнительными признаками являются отражения от контактов, изменение частотного состава отражений, дополнительное запаздывание более глубоких отражений и т. п. Из-за ряда причин

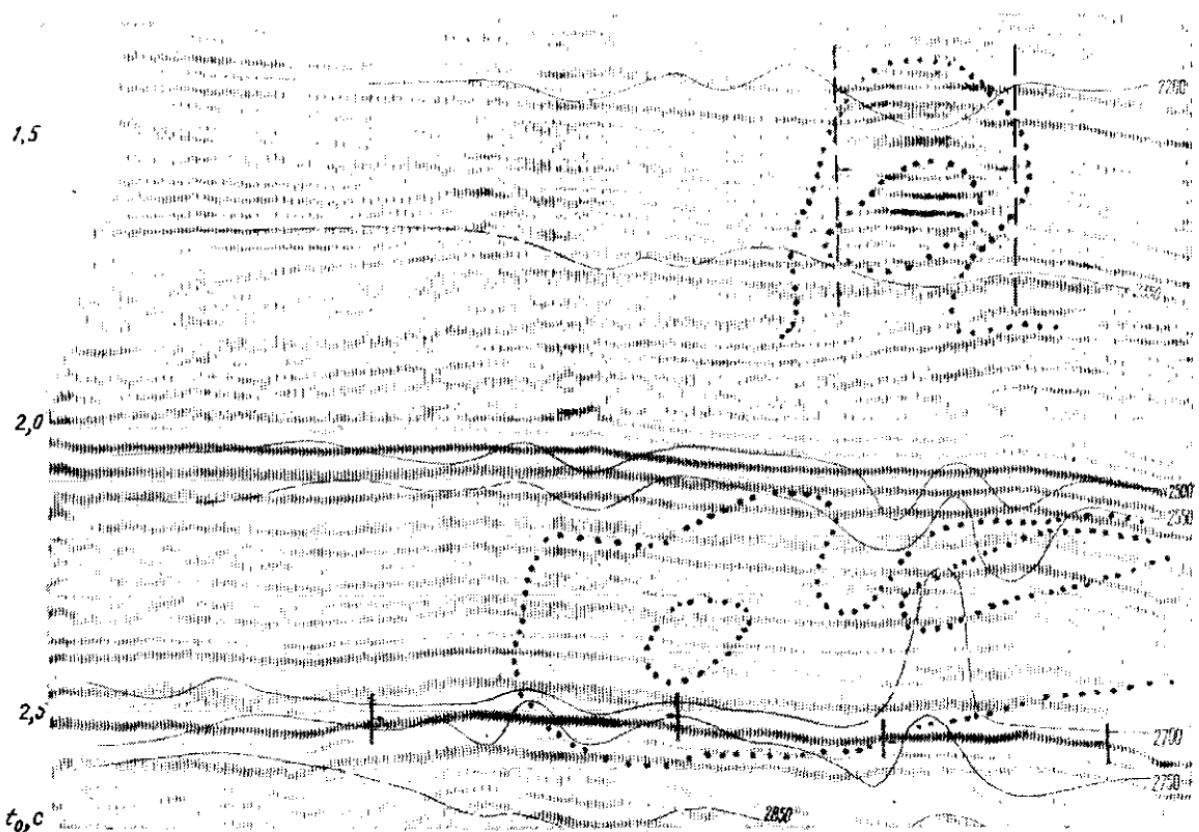


Рис. 69. Выявление газовых залежей (отмечены на разрезе вертикальным пунктиром) по аномалиям амплитуд отражений, повышенному затуханию колебаний (точки) и искаженной конфигурации скоростей (в м/с) суммирования (тонкие линии)

наблюдаются не все виды аномалий, поэтому главным критерием при явлении перспективных объектов является непротиворечивость сейсмической и геологической информации.

При оценке причин возникновения сейсмических аномалий необходимо иметь в виду, что особенности сейсмической записи, обусловленные нефтегазовой залежью, изменением мощности слоя и литолого-фациальным замещением пород, весьма близки, если они связаны с уменьшением времени пробега волн через пласт.

Однако между указанными геологически разнородными источниками аномалий могут существовать некоторые качественные различия, на которые необходимо обратить внимание при интерпретации. Залежи имеют четкие (в плане) контуры, в то время как изменения мощностей и литологии в пределах слоев происходят более плавно. Поэтому резкие (с учетом дифракционных явлений, т. е. происходящие на расстояниях длины зоны Френеля $l = \sqrt{\lambda H}$) изменения интенсивности отражений, особенно если они

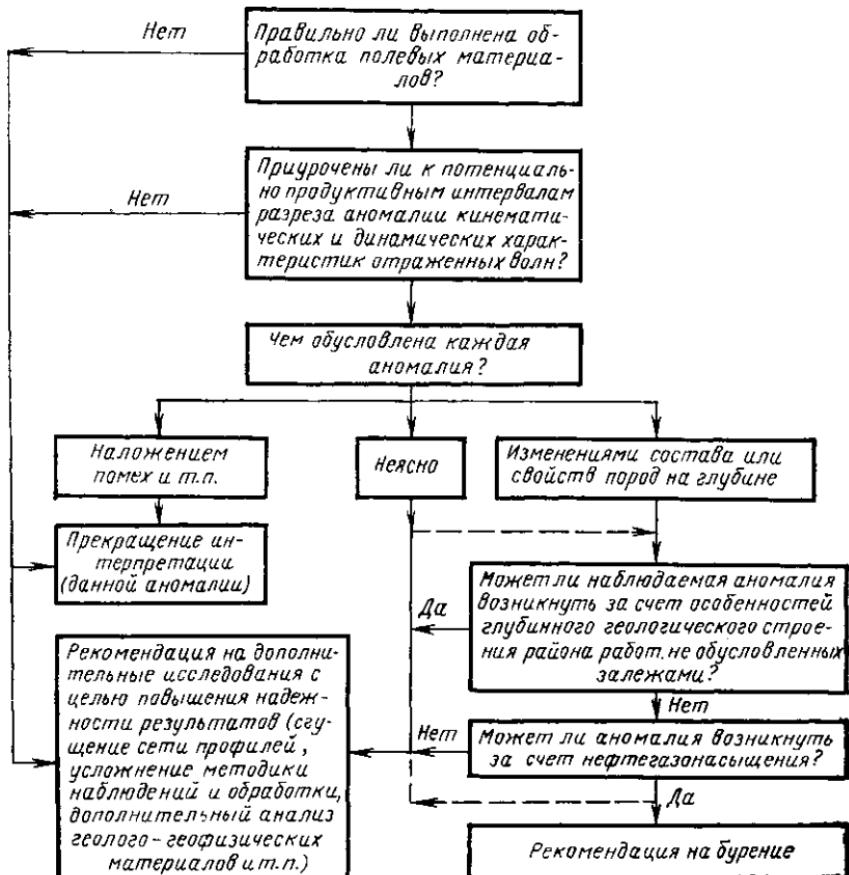


Рис. 70. Схематическая последовательность принятия решений в процессе интерпретации

сопровождаются столь же резким изменением формы колебаний и их частотного состава, свойственны в основном залежам. Для аномалий, соответствующих залежам, характерно горизонтальное положение контура в плане, которое может быть выявлено в результате площадных наблюдений и необязательно или даже маловероятно для аномалий, обусловленных другими причинами.

Изменение мощности пласта или изменение соотношения мощностей внутри тонкослоистой пачки, если оно происходит без изменения литологии, т. е. изменения коэффициентов отражения, приводит к деформации (сжатию или растяжению) амплитудной спектральной характеристики вдоль оси частот (см. рис. 59). При этом в случае мощных пластов интенсивность отражения в широкой полосе частот будет мало изменяться, но будут отмечаться резкие изменения при использовании узкополосных фильтров. При нефтегазонасыщении и изменении литологии существенно изменяются коэффициенты отражения от границ, поэтому интенсивность волн будет изменяться как в широкой, так и в более узких полосах частот (см. рис. 59).

Указанные различия между залежами, литолого-фациальными изменениями и уменьшением мощностей не всегда велики и для увереной интерпретации нередко требуется та или иная дополнительная геологическая информация. При этом важно полное использование данных по глубоким скважинам в районе работ, позволяющим контролировать вероятность тех или иных предположений о геологической природе аномалий. Существенное значение имеет также сравнение выявленных при сейсморазведке изменений амплитуд, скоростей, затухания и т. п. с теми изменениями свойств пород, которые допустимы с геологической точки зрения в условиях района, где проведены полевые исследования. В качестве примера рассмотрим геологическую интерпретацию аномалий, показанных на рис. 69.

Амплитудные аномалии в интервале времен 1,4—1,7 с обладают резкими границами и приурочены к своду пологой антиклинали. Аномалиям соответствует повышенное затухание колебаний и искажение конфигурации изолиний скоростей. Отмечается «вспучивание» пачки отражений, по более глубоким границам видны локальные прогибы, соответствующие положению амплитудной аномалии.

Совпадение формы электрокаротажных диаграмм скважин, расположенных по обе стороны аномалии (рис. 71, а), свидетельствует о выдержанности мощностей и о неизменности литологии отложений в пределах изучаемой площади. На геологическом разрезе (рис. 71, б), построенном по совокупности данных бурения, видно, что в рассматриваемом интервале имеются многочисленные песчаные коллекторы, разделенные пластами непроницаемых глин. В связи с тем, что мощности пластов и их литология не изменяются вдоль профиля, а сейсмические характеристики аномалии совпадают с признаками залежей, естественно предположить, что причиной аномалии является изменение упругих свойств песчаных

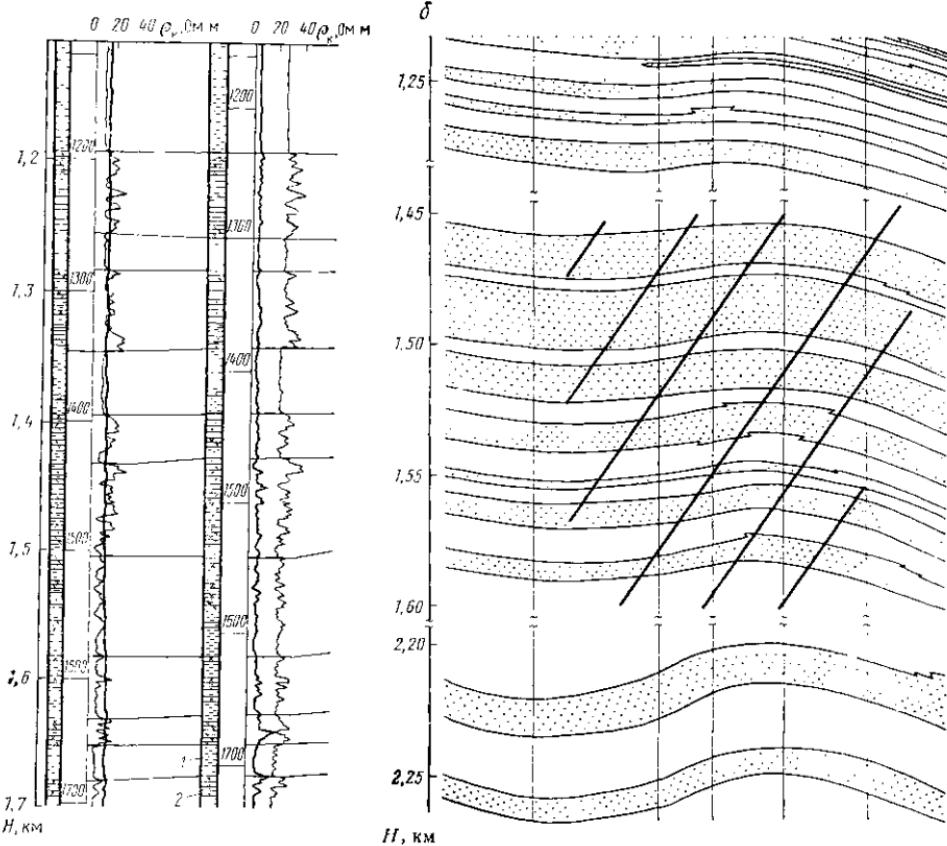


Рис. 71. Каротажные диаграммы (а) и геологический разрез (б) для интервала 1,4–1,7 с на рис. 69.
1 — глины; 2 — алевролиты

пластов вследствие их нефтегазонасыщения. Чтобы убедиться в состоятельности этого предположения, сделаем его количественную проверку. По данным акустического каротажа и данным о плотности пород известно, что в кайнозойских отложениях, слагающих исследуемую толщу, акустические жесткости водонасыщенных песчаников и глин примерно одинаковы. Это справедливо и для рассматриваемого разреза, что подтверждается отсутствием интенсивных отражений, исключая участки аномалий. Следовательно, глинизация песчаников или опесчанивание глин не могут существенно изменять жесткости и коэффициенты отражения. Газонасыщение же изменяет акустическую жесткость песчаников на 20—30 % и в условиях близости свойств покрышек и водонасыщенных коллекторов должно (см. рис. 56) привести к резкому изменению амплитуд на десятки или даже сотни процентов, как это и наблюдается в действительности. Прогиб отражений ниже амплитудной аномалии на

рис. 69 и аномалии скорости $v_{\text{огт}}$ соответствуют запаздыванию волн на 0,005 с, что составляет примерно 1 % от величины Δt_0 интервала с амплитудными аномалиями. Если принять, что продуктивные пласти составляют 5 % от мощности интервала (примерно 20–30 м), то изменение в них пластовой скорости должно быть около 20 %, что характерно для залежей (см. рис. 8). Заметим, что количественные оценки в данном случае не так уж необходимы, так как априорная геологическая информация весьма определенно свидетельствует о том, что причиной сейсмических аномалий является залежь, а не изменение мощностей пород или фациальная изменчивость. Однако в более сложных ситуациях, когда априорная информация не позволяет прийти к однозначным выводам, результаты оценок значений аномалий, возможных для данного геологического разреза, и сопоставление найденных оценок с действительными значениями аномалий могут иметь решающее значение. Основной сложностью при количественном анализе причин появления аномалии является необходимость довольно большого объема априорной информации о строении разреза и упругих свойствах пород. Если такие сведения отсутствуют, то при геологической интерпретации следует использовать результаты исследований на участках известного строения. На рис. 72, б приведен временной разрез, полученный при работах на Федоровской площади (Западная Сибирь), и график амплитуд отражений от интервала разреза AC_4 , промышленная продуктивность которого в левой части профиля установлена по данным бурения. По результатам погоризонтного анализа амплитуд видно, что в пределах известной залежи интенсивность отражений заметно возрастает. В связи с этим обращает на себя внимание амплитудная аномалия, выявленная в правой части разреза на участке, в пределах которого бурение к моменту проведения работ еще не проводилось.

Проиллюстрируем на примере интерпретации этой аномалии (см. рис. 72) схему принятия решений, приведенную на рис. 70. Низкий уровень помех на первичных материалах и совпадение данных сейсморазведки и бурения на участках с известным строением позволяют с уверенностью считать, что аномалия обусловлена особенностями глубинного геологического строения. Основываясь на аналогии с аномалиями, полученными в пределах разбуренной части Федоровского месторождения, и учитывая региональную продуктивность пласта, к которому приурочена аномалия, по материалам сейсморазведки можно предположить наличие ранее неизвестной залежи.

В данном случае продуктивная толща сложена изменчивыми по составу песчано-глинистыми отложениями, поэтому нельзя априорно исключить возможность того, что амплитудная аномалия обусловлена литологической изменчивостью пород. Чтобы сравнить конкурирующие варианты интерпретации, были выполнены [83] расчеты синтетических сейсмограмм для моделей, отвечающих допустимым вариантам строения продуктивной толщи. Моделирование показало, что литологическая изменчивость коллекторских

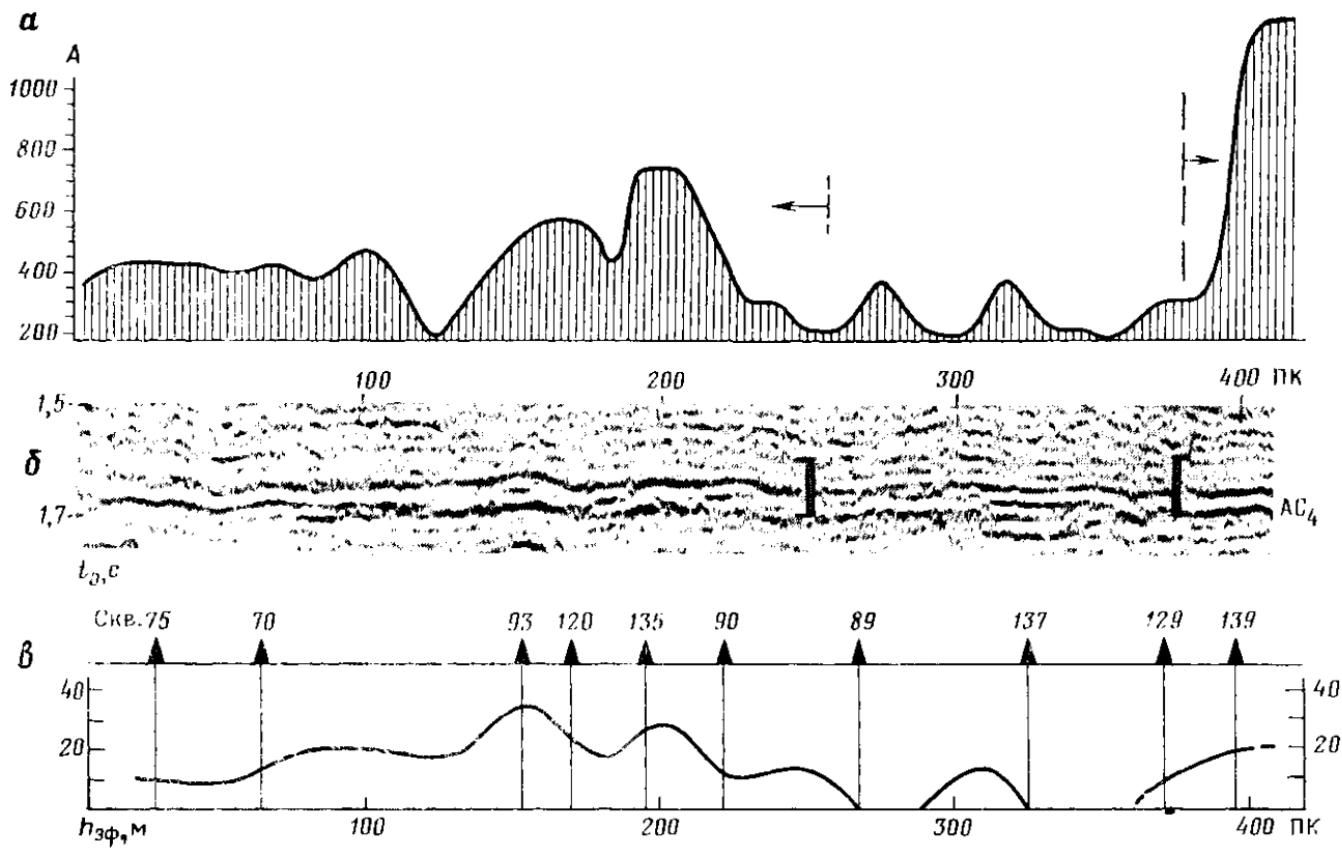


Рис. 72. Выявление залежей по аномалиям интенсивности отражений.

a — измерение вдоль профиля интенсивности отражения от пласта-коллектора АС₄. Вертикальным пунктиром отмечено положение контактов известной (слева) и предполагаемой (справа) залежей; *б* — фрагмент временного разреза; *в* — эффективная нефтегазонасыщенная мощность пласта АС₄ по данным бурения

пластов продуктивной толщи может приводить максимум к двухкратному изменению интенсивности отражений вдоль профиля, а нефтегазоносность — к четырех-пятикратному. Последняя цифра хорошо соответствует фактической величине аномалии. С предположением о наличии залежи согласуется и довольно резкая граница аномалии на ПК 390, хотя сам по себе, без учета аномалии, этот признак, в связи с довольно большим значением зоны Френеля (200 м), не является в данном случае убедительным критерием геологической природы аномалии.

Таким образом, согласно схеме принятия решения (см. рис. 70), приходим к выводу о том, что амплитудная аномалия по горизонту AC_4 в правой части (ПК 390—410) рис. 72, б свидетельствует о наличии залежи. Соответствующая рекомендация в настоящее время подтверждена бурением (см. рис. 72, в).

Положительные результаты прогноза нефтегазонасыщения получены при выявлении залежей, находящихся в благоприятных сейсмогеологических условиях (пологое залегание границ, низкий уровень помех, малая контрастность акустических жесткостей коллекторов и покрышек, значительная мощность неглубоко залегающих продуктивных пластов). В более сложных условиях залежи проявляются менее четко или вообще не отмечаются в виде сейсмических аномалий. Например, на профиле, показанном на рис. 69, в интервале времен 2,45—2,55 с имеются газоконденсатные месторождения, залегающие в резко дифференцированной по упругим свойствам толще меловых и юрских отложений на глубине 3,5 км. Залежи проявляются в виде плавного увеличения амплитуд (всплески размеры зоны Френеля), повышения затухания в покрывающей толще и увеличения преобладающего периода колебаний. В связи с тем, что залежи находятся в основании платформенного чехла, выявление их по изменению свойств проходящих волн невозможно. Вследствие небольшой контрастности аномалий без данных бурения нельзя сделать уверенных выводов о причинах их появления.

Описанные способы интерпретации позволяют выявлять и рекомендовать к бурению наиболее перспективные сейсмические аномалии, но не дают возможности судить о насыщении конкретных пластов. Способы изучения тонкослоистых моделей сред позволяют в отдельных случаях осуществлять детальный прогноз продуктивности пластов. Используем способ подбора модели [24] для интерпретации материалов, представленных на рис. 69 (интервал 1,4—1,7 с) и рис. 71. Обширная информация, представленная на рис. 71, позволила составить исходную тонкослоистую модель среды (рис. 73). Предполагалось, что все пласти проницаемых алевролитов в интервале глубин сейсмических аномалий насыщены газом, поэтому им соответствуют низкие скорости и акустические жесткости. Синтетическая сейсмическая трасса 2, рассчитанная для априорной модели, оказалась в общем близкой к трассе реальной записи 1, но все же заметно различие изменений амплитуд со временем. С помощью итеративного решения обратной динамической

задачи, основанного на использовании критерия близости реальной и синтетической трасс, исходная модель среды была уточнена путем вариаций скорости и плотности отдельных пластов в некоторых пределах, заданных на основе промыслового-геофизической информации. Синтетическая трасса 3 для уточненной модели почти не отличается от действительной. Распределение пониженных акустических жесткостей пластов алевролитов в уточненной модели было использовано для прогноза газонасыщенности отдельных пластов. В результате бурения открыто многопластовое газовое месторождение. Испытания проведены в 12 пластах в соответствии с рекомендациями, выданными по данным сейсмо-

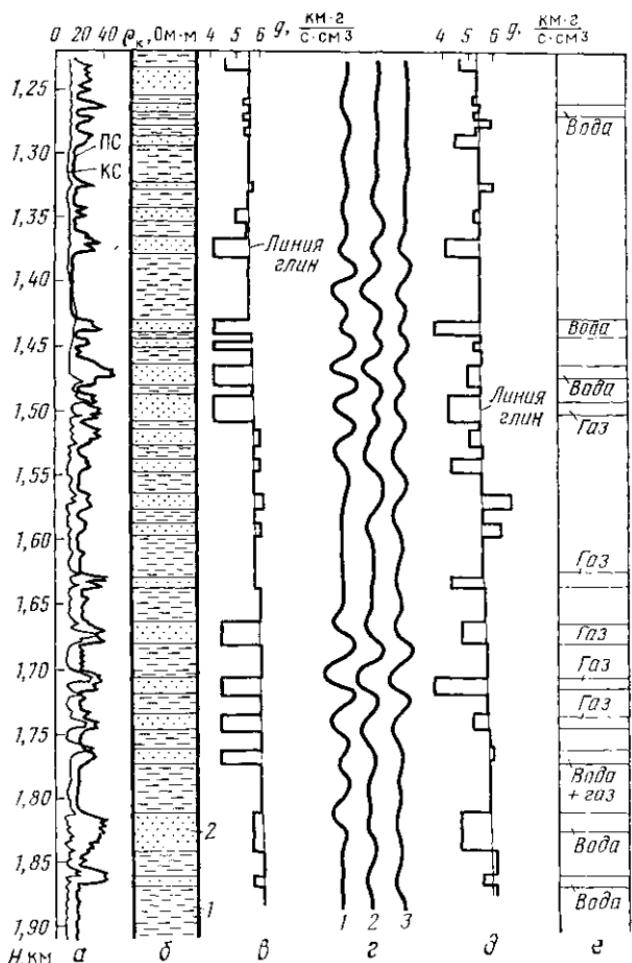


Рис. 73. Прогноз продуктивности пластов на основе подбора модели среды.

a — результаты электрического каротажа скважины; *б* — литологический разрез, построенный по данным каротажа: 1 — глины, 2 — алевролиты; *в* — исходная модель акустических жесткостей; *г* — сейсмические трассы; 1 — синтетическая для исходной модели, 2 — реальная (по временному разрезу), 3 — синтетическая для уточненной модели; *д* — уточненная модель акустических жесткостей; *е* — результаты испытания

разведки. В шести из них получены промышленные притоки газа и лишь в двух пластах установлено несоответствие параметров уточненной модели и результатов испытаний.

13. СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ, БЛАГОПРИЯТНЫЕ ДЛЯ ПРЯМЫХ ПОИСКОВ

Приведенное выше рассмотрение влияния залежей на волновое поле и особенности методики сейсмических исследований позволяет наметить условия, выполнение которых благоприятствует успешному прогнозу залежей: При оценке таких условий необходимо учитывать три группы факторов: свойства пород на глубине, определяющие амплитуду аномалии волнового поля однократных отражений; уровень помех с учетом их ослабления при наблюдениях и обработке; объем и детальность априорной геологического информации, используемой для оценки достоверности различных гипотез о геологических причинах появления сейсмических аномалий. Рассмотрим отдельно роль указанных факторов.

Амплитуда волнового поля. Нефтегазонасыщение изменяет скорость распространения колебаний, акустическую жесткость пород и их поглощающие свойства. Изменения скорости и акустической жесткости тем больше, чем выше содержание свободного и растворенного газа и чем ниже жесткость скелета породы. Вариации газонасыщения и жесткости скелета в естественных условиях весьма разнообразны. Вместе с тем в каждом районе существуют определенные закономерности изменения средних значений в вертикальном и горизонтальном направлениях, они и могут анализироваться для определения ожидаемой амплитуды аномалий.

Невыясненным пока остается вопрос об условиях, благоприятствующих возникновению аномального затухания колебаний. По-видимому, эффекты затухания сильнее всего проявляются в тех случаях, когда залежи неоднородны по насыщению и представляют собой смесь газовых и жидкостных включений, а также при наличии вокруг залежей ореолов рассеяния в виде скоплений газовых пузырьков, возникающих, по мнению некоторых специалистов, при миграции углеводородов во вмещающую среду.

Амплитуда аномалий сейсмической записи оценивается путем расчета синтетических сейсмических разрезов вдоль характерных геологических профилей, построенных с возможно большей детализацией строения как потенциально продуктивной толщи, так и вмещающих ее пород. Сейсмические разрезы рассчитываются для двух вариантов геологического строения — с наличием и отсутствием залежи. Различие динамических свойств и кинематики волн позволяет оценить ожидаемую амплитуду аномалий и ее зависимости от ширины частотного диапазона колебаний.

Помехи и требования к методике сейсморазведки. Источникамиискажений при обнаружении аномалий, связанных с залежами, являются, во-первых, приближенность моделей, положенных в основу алгоритмов обработки полевых материалов, и, во-вторых, волновые

помехи. При выявлении связанных с залежами амплитуд аномалий, скорости, затухания и т. п. источники искажений могут иметь разную физическую природу, но их всегда можно разделить на две указанные группы. Рассмотрим роль обеих на примере обнаружения скоплений углеводородов по аномалиям амплитуд отражений.

Основой методики являются три вида коррекции наблюденных амплитуд — за кривизну фронта волн, за частотное затухание и за непостоянство условий возбуждения и приема. Каждая коррекция в принципе может выполняться с высокой точностью, но реализованы пока лишь приближенные способы, которые не позволяют учесть влияние кривизны границ на интенсивность колебаний. На сейсмических разрезах из-за этого возникают флюктуации амплитуд, максимизирующие действительные аномалии. Интенсивность таких флюктуаций растет с глубиной. Когда действительные аномалии невелики, локальные разрастания амплитуд могут затруднить их обнаружение. Можно надеяться, что по мере совершенствования физических моделей, положенных в основу алгоритмов обработки, искажения, обусловленные ложными аномалиями, будут ликвидированы. Сложнее обстоит дело, когда эффективность обработки определяется отношением сигнал/помеха или необходимостью высокой степени разрешенности отражений. Известно, например, что высокая точность определения амплитуд может быть достигнута путем высокоточной коррекции фазовых сдвигов. Однако такая коррекция сдвигов может эффективно выполняться только при отношении сигнал/помеха не меньшем единицы. Если методика полевых наблюдений и предварительной обработки не обеспечивает такого отношения, неизбежно снизится эффективность суммирования и проблематичной окажется целесообразность проведения прямых поисков.

Уровень волновых помех не только ухудшает эффективность обработки, но и оказывает непосредственное влияние на надежность выявления аномалий, т. е. на результаты интерпретации. Наибольшую опасность в этом отношении представляют кратные волны. Если нефтегазонасыщение приводит к двухкратному изменению амплитуды отражений, то на временном разрезе соотношение амплитуд однократных и кратных волн для интервала продуктивной толщи должно быть не менее 4—6. Если аномальное изменение амплитуд составляет 25 %, указанное соотношение должно быть не менее 8—12. Таким образом, системы наблюдений и способы обработки должны обеспечивать гораздо большее отношение сигнал/помеха, чем это необходимо для структурных построений. Близкие оценки отношения сигнала/помеха получаются и при анализе возможностей обнаружения залежей по аномалии скорости и затухания.

Требования к априорной информации. При выполнении условий уверенного выявления аномалий на фоне помех основной проблемой при прямых поисках является однозначность геологической интерпретации. Она зависит от объема используемой информации

об изменчивости литологии и мощностей пластов внутри потенциально продуктивной толщи.

Даже выявление аномалий совокупности физически разнородных величин (амплитуды отражений, скорости, затухания) позволяет уменьшить число возможных геологических объяснений полученных результатов, но обычно еще не позволяет однозначно их интерпретировать, если отсутствуют или не используются данные о геологическом строении изучаемой толщи.

Абстрагируясь от конкретных сейсмогеологических условий, невозможно прогнозировать наличие залежей.

Наиболее надежным способом оценки правдоподобия различных гипотез о причинах появления аномалий является сравнение установленных сейсморазведкой изменений амплитуд отражений, скоростей и затухания с теми изменениями свойств пород вследствие нефтегазонасыщения литологических замещений и т. д., которые допустимы с геологической точки зрения в конкретных условиях площади работ.

Данные об ожидаемых амплитудах аномалий, уровне помех и возможностях однозначной геологической интерпретации могут быть положены в основу районирования территорий по перспективности применения сейсморазведки с целью прогноза залежей. Для прямых поисков месторождений углеводородов наиболее благоприятны районы, где продуктивные толщи представлены слабодифференцированными по упругим свойствам, выдержанными по простиранию песчано-глинистыми отложениями, где отсутствуют или могут быть эффективно подавлены интенсивные кратные отраженные волны и где данные бурения позволяют построить детальную акустическую модель среды, пригодную для количественных оценок сейсмических аномалий. При работах, выполняемых в более сложных условиях, возможность прямого обнаружения залежей уменьшается. Наименее благоприятны для прямых поисков районы с интенсивным фоном волновых помех. Во всех случаях только наличие первоклассных по качеству полевых материалов и полное использование возможностей машинной обработки может обеспечить успешный прогноз залежей.

ПРОГНОЗ АНОМАЛЬНО ВЫСОКИХ ПЛАСТОВЫХ ДАВЛЕНИЙ

Аномально высоким (сверхгидростатическим) называют давление флюидов, превышающее на 20—30 % и более нормальное гидростатическое давление, которое производилось бы столбом воды высотой, равной глубине залегания породы. Для обозначения аномально высоких пластовых и поровых давлений используют сокращение АВПД. Выявление сверхгидростатических давлений и оценка их значения необходимы для правильного выбора технологии буровых работ. Выявление АВПД позволяет ускорить и удешевить бурение. Наоборот, непредвиденное появление высоких давлений в процессе вскрытия пластов скважиной резко удорожает и замедляет бурение, а нередко вызывает аварии. Помимо повышения эффективности бурения, выявление характера распространения АВПД важно для понимания многих геологических проблем, включая вопросы миграции углеводородов и формирования месторождений нефти и газа.

14. ПРЕДПОСЫЛКИ ВЫЯВЛЕНИЯ АНОМАЛЬНЫХ ДАВЛЕНИЙ

Интервал геологического разреза с аномально высокими давлениями называют зоной АВПД. Давления флюидов внутри таких зон могут превышать гидростатические в 1,5—2 раза. В некоторых районах, например в условиях развития грязевых вулканов, давление во флюиде достигает и даже превышает геостатическое давление, которое примерно в 2,5 раза выше гидростатического. Нередко зоны АВПД охватывают литолого-стратиграфические комплексы пород мощностью в сотни и даже тысячи метров. Значение аномалий давления внутри зон АВПД варьирует по разрезу. Мощность интервала, где происходит переход от нормального (гидростатического) давления к аномальному, чаще всего невелика. Нередко переход к АВПД происходит в интервале мощностью в несколько десятков метров. В таком случае этот переход обычно связан с изменением литологии, в связи с чем соответствующий интервал разреза называют «литологическим барьером» АВПД [14].

Внутри зоны АВПД могут существовать значительные латеральные изменения давления, но вся эта зона в целом характеризуется повышенным пластовым давлением флюидов, благодаря чему и может быть обособлена в разрезе. Горизонтальная протяженность зон АВПД составляет обычно десятки и сотни километров; причем отмечается отчетливая связь положения и размеров

зон с особенностями тектоники и литологии толщ, содержащих флюиды с аномальным давлением.

Проявлениям аномально высоких давлений могут сопутствовать изменения пластовой температуры, состава вод и т. п. Для оценки возможностей применения сейсморазведки для выявления зон АВПД важное значение имеет генезис высоких давлений. Существуют различные взгляды на причины возникновения сверхгидростатических давлений [14, 47]. Наиболее широко распространено представление о том, что аномальные давления образуются вследствие затрудненного оттока жидкости при уплотнении пород в процессе их погружения, а также при уплотнении под действием тектонических напряжений. Давление во флюиде определяется взаимодействием двух факторов: сжатия со стороны твердой фазы породы и сопротивления вытеснению жидкости через поры скелета. Пористость пород может уменьшаться только при условии вытеснения насыщающих поры жидкостей или сжатия газов. Если вытеснение флюидов при погружении пород затруднено, то сопротивление геостатическому давлению оказывает не только скелет породы, но частично также заполнитель пор, давление в котором оказывается выше гидростатического. Аналогично возникают высокие давления и при тектонических нагрузках. Противодавление флюида препятствует уменьшению объема пор под действием внешних нагрузок, поэтому с точки зрения рассматриваемого механизма образования АВПД породы с повышенными давлениями должны характеризоваться и аномально высокой пористостью для глубины их залегания, а зоны проявления АВПД должны быть чаще всего приурочены к участкам, где формирование пород происходило в условиях быстрого прогибания или мощных тектонических воздействий. Наличие внутри зон АВПД высоких давлений в проницаемых породах объясняется (в рамках рассматриваемой гипотезы уплотнения) ограниченным линзообразным распространением таких проницаемых пород по площади, затрудняющим или даже исключающим отток из них флюидов. Хотя гипотеза уплотнения не лишена недостатков [47], все же основные ее практические следствия — региональное распространение толщ с АВПД и повышенная пористость слагающих их пород — согласуются с действительными особенностями геологического строения большей части районов с проявлениями высоких давлений [10, 14].

Из числа других гипотез отметим представление о возникновении АВПД за счет увеличения температуры в процессе геологической истории. Коэффициенты теплового расширения жидкостей и твердых минералов существенно отличаются, поэтому нагрев пород в условиях затрудненного течения флюидов должен приводить к появлению аномально высоких пластовых и поровых давлений. Эта гипотеза не связана с предположением об аномально высокой пористости пород в зонах АВПД. Аналогичные представления об отсутствии закономерной связи с аномальной пористостью следуют и из многих других гипотез, обуславливающих

появление АВПД катагенетическими преобразованиями минералов с выделением воды, внедрением высоконапорных флюидов из глубин земной коры и т. п.

Возможность применения сейсмической разведки для прогнозирования зон аномальных давлений определяется уменьшением скорости распространения волн по сравнению с нормальным значением для данной глубины залегания. Величина изменения скорости зависит от увеличения внутреннего давления флюидов и от повышения пористости пород. Некоторое значение могут иметь также температурные и другие виды аномалий.

В главе I отмечалось, что на значение скорости определяющее влияние оказывает разность внешнего и внутреннего давлений. Этот вывод справедлив для пород со сравнительно высокой пористостью, но требует корректировки для низкопористых пород.

С теоретической точки зрения [37] скорость v_p зависит от эффективного значения давления $\rho_{\text{эфф}} = \rho_{\text{вн}} - \eta = \rho_{\text{внутр}}$. Здесь η — коэффициент разгрузки

$$\eta = 1 - \frac{\beta_{\text{тв}}}{\beta_{\text{ск}}}.$$

При пористостях выше 3—5 % сжимаемость твердой фазы пре-небрежимо мала по сравнению со сжимаемостью скелета. В этом случае $\eta \approx 1$, а на скорость практически воздействует разность внешнего и внутреннего давления. По мере уменьшения пористости и увеличения внешнего давления упругость скелета возрастает, а его сжимаемость уменьшается. Начиная с глубин, при которых сжимаемости частиц твердой фазы и скелета становятся примерно одинаковыми, коэффициент η оказывается близким к нулю. При таких значениях η изменения внутреннего давления не окажут влияния на скорость.

В песчано-глинистых породах на глубинах 3—4 км $k_p = 5—10 \%$, благодаря чему сжимаемость скелета значительно больше сжимаемости твердой фазы и можно принять, что изменение скорости определяется разностью давлений. Такое предположение позволяет достаточно просто оценить максимально возможные аномалии скорости, возникающие за счет одного лишь повышения внутреннего давления. По графикам зависимости скорости от давления определяется значение скорости при нормальном эффективном давлении, соответствующем глубине залегания пород. Затем определяется значение скорости, соответствующее аномальному эффективному давлению, которое меньше нормального на величину $\Delta p = p_{\text{ан}} - p_g$, где $p_{\text{ан}}$ — аномальное пластовое (поровое) давление, p_g — гидростатическое давление на глубине залегания породы. На рис. 74 приведены результаты расчетов, выполненных по обобщенным данным о влиянии внутреннего давления на скорость в песчано-глинистых породах с пористостью около 20 %. Из рис. 74 следует, что даже экстремальные внутренние давления, равные влияниям геостатических нагрузок, для рассматриваемых глубин приводят к сравнительно небольшому понижению скорости — до

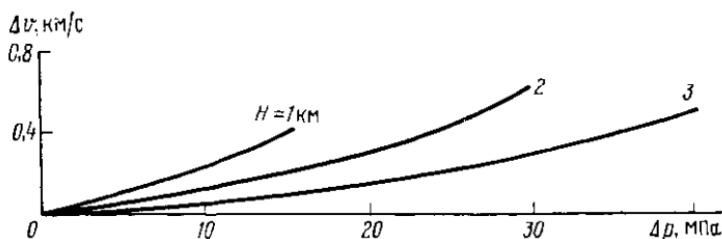


Рис. 74. Влияние повышения внутреннего давления на уменьшение интервальной скорости

400—600 м/с. При обычно встречающихся значениях аномальных давлений, превышающих гидростатическое в 2 раза, т. е. при Δp до 10 МПа на глубине 1 км, до 20 МПа на глубине 2 км, до 30 МПа на глубине 3 км, понижение скорости составит менее 300 м/с. Для $k_{\text{пп}} < 20\%$ аномалии скорости оказываются еще меньше. Расчеты показывают, что в условиях нормального изменения пористости с глубиной на глубинах 4—5 км, где $k_{\text{пп}} \leq 5\%$, аномалии скорости, обусловленные одним лишь повышением внутреннего давления, не превышают 100 м/с.

Влияние на скорость повышенной пористости пород в зонах АВПД можно оценить с помощью соотношения, следующего из уравнения среднего времени

$$\frac{v_{\text{ан}}}{v_{\text{н}}} = \frac{1}{1 + \left(1 - \frac{v_{\text{н}}}{v_{\text{тв}}}\right) \frac{\Delta k_{\text{пп}}}{k_{\text{пп}}}},$$

где $v_{\text{ан}}$ и $v_{\text{н}}$ — скорости волн в условиях аномального и нормального давлений; $v_{\text{тв}}$ — скорость волн в твердой фазе; $\Delta k_{\text{пп}}/k_{\text{пп}}$ — относительное увеличение пористости в зоне аномального давления. Как видно из рис. 75, величина $\Delta k_{\text{пп}}/k_{\text{пп}}$ может составлять

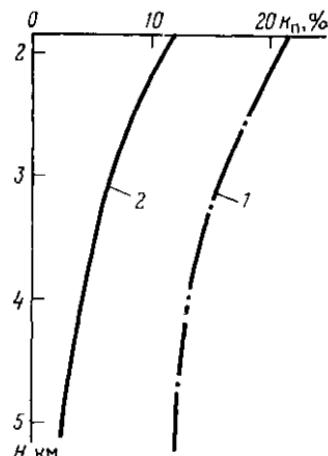


Рис. 75. Пористость глин в условиях аномальных (1) [38] и нормальных (2) давлений

примерно единицу. Приняв для глины $v_{\text{тв}} = 3,6$ км/с и $v_{\text{н}} = 3,0$ км/с, что соответствует типичным значениям в кайнозойских породах для глубин 2,5–3,5 км, получим, что уменьшение скорости вследствие повышенной пористости составит около 450 м/с. Таким образом, если существует повышенная пористость пород в зонах АВПД, то она должна являться ведущей причиной понижения скорости, особенно при больших глубинах, а повышенное внутреннее давление оказывается дополнительным фактором, усиливающим аномалию скорости. Отсюда следует, что возможности обнаружения зон АВПД по уменьшению скорости зависят от генезиса таких зон и более благоприятны, если они образовались за счет аномального режима уплотнения пород.

Для выявления зон АВПД необходимо интервальную скорость, найденную путем обработки данных полевых сейсморазведочных наблюдений, а также по материалам сейсмического или акустического каротажа, сравнить с эталонными значениями пластовой скорости, которые соответствуют нормальным для данной глубины значениям пористости и пластовых давлений.

Для определения параметров пород, соответствующих известным особенностям геологического строения, обычно используют эмпирические многомерные корреляционные зависимости между данными сейсмокаротажа и сейсморазведки, полученными вблизи скважин, и данными бурения о литологии, давлении, глубине залегания и других геологических особенностях пород в соответствующих интервалах разреза [40, 80, 106]. Для определения надежных многомерных корреляционных связей необходимо иметь данные большого числа (несколько сотен) наблюдений. В действительности же количество скважин, особенно таких, для которых проведены сейсмические измерения, всегда ограничено. Поэтому корреляционные связи приходится определять либо по малому числу точек, либо пренебрегая реальной, но малой изменчивостью некоторых геологических факторов (например, глубины в платформенных условиях).

Рассмотрим иной путь использования данных о свойствах пород в естественном залегании. Как было отмечено в гл. I, скорость продольных волн в породах определенной литологии определяется степенью уплотнения породы (пористостью), термодинамическими условиями и составом флюида. Для каждого региона характерен определенный термодинамический режим и режим уплотнения пород с глубиной, причем всегда доминируют в разрезе водонасыщенные породы. Следовательно, можно предположить, что для пород определенной литологии и возраста существуют нормальные зависимости скорости от глубины, отвечающие характерному для региона режиму уплотнения и изменения термодинамических условий с глубиной. Вариации пористости отдельных пластов породы, соотношений минеральных компонент и других параметров будут приводить к незакономерным отклонениям от нормальных зависимостей. Как будет показано ниже, при изучении больших объемов пород влияние этих вариаций должно

нивелироваться. Если построить нормальные зависимости скорости от глубины, то для каждой толщи разреза с заданной литологией можно определить эталонное значение скорости, соответствующее компонентному составу этой толщи (например, соотношению песчаников и глин в терригенных отложениях). Таким образом, в общих чертах идея определения эталонных значений заключается в построении вначале нормальных зависимостей скорости от глубины для «чистых» литологических разностей, а затем в синтезе по ним эталонных интервальных скоростей в соответствии с литологической характеристикой интервала. Эта идея в определенной мере является развитием и дополнением представлений Е. А. Козлова о наличии компрессионной и литологической компонент интервальных скоростей.

Информация о нормальных значениях скоростей пород может быть получена по материалам акустического каротажа. Различие частотных диапазонов не является принципиальным препятствием. При декрементах, характерных для консолидированных пород (см. рис. 16), и изменении частоты в 1000 раз изменение скорости, найденное по формуле (II.62), составит несколько процентов. Такая погрешность может быть учтена путем калибровки данных акустического каротажа (см. ниже), но и без ее учета она не имеет существенного значения при решении большинства разведочных задач.

15. СОСТАВЛЕНИЕ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭТАЛОННЫХ ЗАВИСИМОСТЕЙ

Эталонные значения скорости определяют для заданной лито-лого-стратиграфической модели исследуемого геологического разреза в предположении, что слагающие его породы залегают в нормальных термодинамических условиях. Различие эталонных значений скорости и значений скорости, найденных по данным сейсмических исследований, указывает на отличие истинного строения геологического разреза от предполагаемого или на аномальность термодинамических условий. Конкретная геологическая причина несовпадения эталонного и наблюденного значений скорости определяется путем анализа совокупности геофизических, геологических данных и материалов бурения по району работ.

Расчет эталонных кривых состоит из трех этапов: определения в изученных районах нормальных скоростных зависимостей для основных литологических разностей, построения реального (если он известен) или прогнозного геологического разреза изучаемой площади, построения для той же площади эталонной скоростной зависимости по нормальным значениям скоростей и данным о литологии и стратиграфии пород.

Нормальные зависимости скорости от глубины определяют отдельно для каждой из основных литологических разностей,

слагающих исследуемую толщу (например, отдельно для песчаников и глин). Для этого используют данные акустического каротажа, выполненного в близлежащих районах с нормальными термодинамическими условиями, где разрез сложен породами, литология и возраст которых близки к породам, подлежащим изучению для прогноза АВПД, а максимальная глубина погружения пород на протяжении геологической истории не превысила современной глубины залегания. Таким образом, нормальные зависимости отображают изменение скорости с глубиной для одновозрастных пород фиксированного состава в условиях монотонного режима погружения и уплотнения пород, происходящего при нормальных (т. е. геостатических для твердой фазы и гидростатических для флюида) давлениях и температурах. Использование данных АК обеспечивает оптимальную степень детализации пород по литологии и

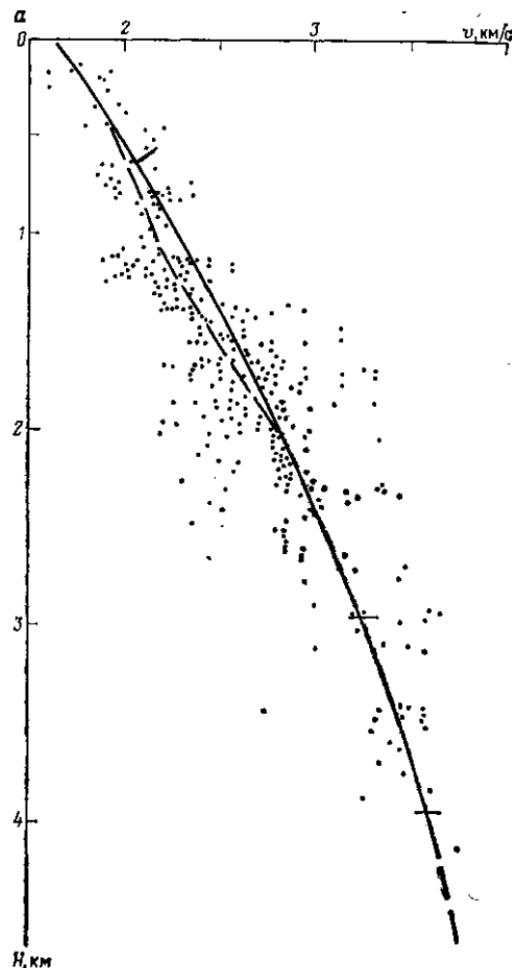
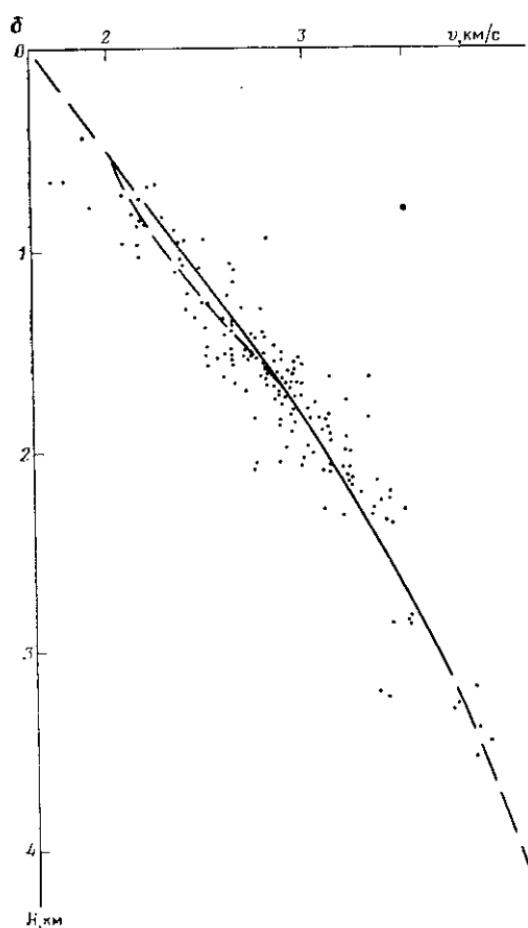


Рис. 76. Нормальные зависимости скорости от песчаников с глинистым цементом (б)

возрасту при построении нормальных зависимостей, но требует тщательного контроля измеренных значений скорости. Достаточно надежной проверкой является совпадение вертикальных годографов, полученных при акустическом и сейсмическом каротаже одних и тех же скважин. В тех случаях, когда разность времен таких вертикальных годографов изменяется с глубиной линейно, в данные акустического каротажа необходимо ввести поправки (см. гл. II).

При отсутствии достаточного для составления нормальных зависимостей количества данных акустического каротажа могут быть использованы обобщенные зависимости.

На рис. 76 и 77 представлены нормальные зависимости скорости от глубины для глин и песчаников с глинистым цементом кайнозойского и мезозойского возраста.



глубины залегания кайнозойских глин (a) и

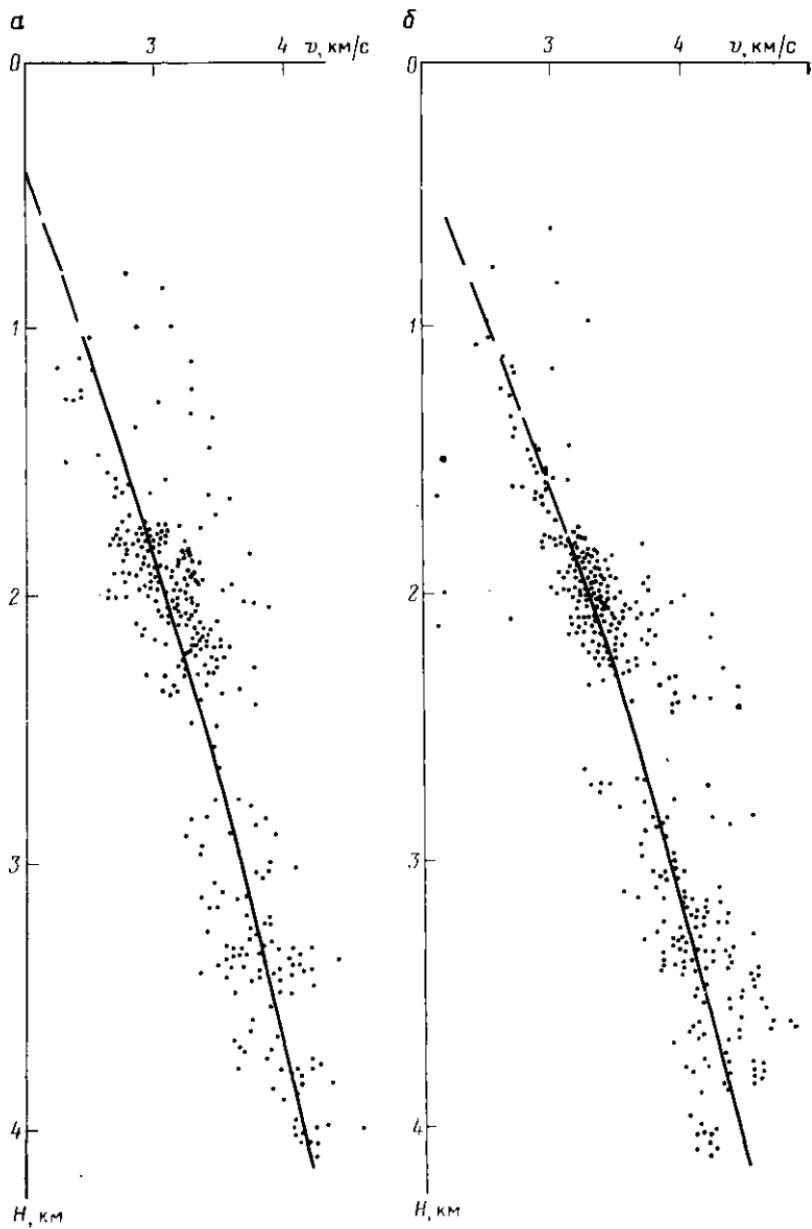


Рис. 77. Нормальные зависимости скорости от глубины залегания мезозойских глин (а) и песчаников с глинистым цементом (б)

Данные получены путем обобщения¹ материалов различных исследователей: для кайнозойских пород по впадине Галф Кост (США), Северному Кавказу, Азербайджану и Туркмении, а для мезозойских пород по Северному Кавказу и Западной Сибири. Обращает на себя внимание тот факт, что различие геологической истории и современного тектонического строения регионов не привело к заметному систематическому различию значений скоростей, образующих единые зависимости на графиках. Это связано с тем, что определяющее влияние на значение скорости оказывают литология и глубина залегания породы (точнее, пористость, значение которой тесно связано с глубиной), т. е. именно те факторы, по которым проводилось обобщение при построении нормальных зависимостей.

Для участка, где необходимо построить эталонную кривую (зависимость скорости от глубины или времени t_0 , вертикальный годограф), по совокупности геолого-геофизических данных определяется литолого-стратиграфическая колонка, которая разбивается на интервалы мощностью 100—200 м. Для этой колонки по данным о мощности размытой части разреза, материалам палеогеологических реконструкций и другим данным об истории развития района определяют, является ли современная глубина залегания пород H в каждом интервале разреза максимальной за всю геологическую историю или же современная глубина меньше максимальной Z_{\max} , на которой в прошлые эпохи находились изучаемые отложения. Если $Z_{\max} > H$, то для соответствующих интервалов вычисляют значения $\Delta H = Z_{\max} - H$.

Затем по составленным ранее нормальным зависимостям скорости от глубины для отдельных литологических разностей находят эталонные значения скорости для глубины, приуроченной к середине каждого интервала мощностью 100 или 200 м.

С этой целью рассчитывается время пробега через каждый литологически однородный слой внутри изучаемого интервала

$$\Delta t_i(H) = \frac{h_i}{v_i(z)}, \quad (V.1)$$

где h_i — мощность слоя; $v_i(z)$ — скорость для пород соответствующей литологии; H — глубина центра слоя.

Предполагается, что мощность слоев в интервале 100—200 м достаточно мала, чтобы при подсчете Δt можно было пренебречь вертикальным градиентом нормальной скорости в каждом слое. Суммируя Δt_i для слоев, слагающих интервалы мощностью 100 или 200 м, находят эталонные значения интервальной скорости

$\frac{\sum h_i}{\sum \Delta t_i}$ и времен t_0 ($2 \sum t_i$).

Подсчитанные таким образом значения для всего разреза представляются в виде графиков $v_{\text{ипт}}(H)$, $v_{\text{ипт}}(t_0)$, $t_0(H)$.

¹ Обобщение выполнено Э. М. Буцневий.

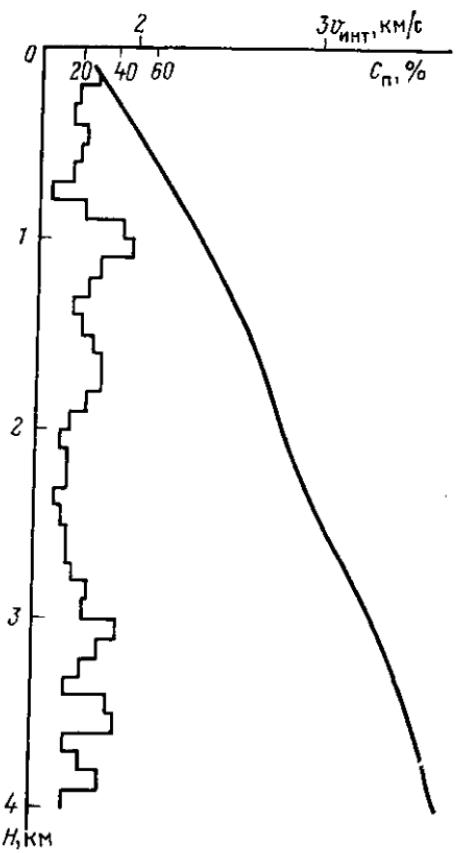


Рис. 78. Этalonная зависимость скорости от глубины для песчано-глинистого разреза.

При задании в формуле (V.1) величин $v_i(z)$ возможны две ситуации: $H = Z_{\text{max}}$ и $H < Z_{\text{max}}$. Если максимальная глубина залегания пород на протяжении геологической истории (палеоглубина) Z_{max} не превышала современной глубины H , то в качестве $v_i(z)$ необходимо принять значения нормальных скоростей на глубине, равной современной, т. е.

$$v_i(z) = v_i(H).$$

На рис. 78 приведен пример эталонной зависимости скорости от глубины для песчано-глинистого разреза. В этом случае в качестве оценки литологии удобно использовать относительное содержание одной из компонент, например, содержание песчаника $C_{\text{п}}$, т. е. суммарную относительную мощность песчаных прослоев

в интервалах разреза мощностью 100 м. Этalonное значение скорости вычисляется по формуле

$$\frac{h}{v_3(H)} = \Delta t(H) = \frac{C_{\text{п}} h}{v_1(H)} + \frac{(1 - C_{\text{п}}) h}{v_2(H)}, \quad (\text{V.2})$$

где v_1 , v_2 — нормальные скорости волн в песчаниках и глинах; $C_{\text{п}}$ — содержание песчаника в %; h — мощность слоя.

Если породы на протяжении истории развития региона находились на большей глубине, чем современная, то при определении эталонной скорости $v(z)$ следует учесть различие H и Z_{max} .

В большинстве случаев можно полагать, что уменьшение глубины залегания породы существенно не изменит ее неупругих деформаций (пористости), но повлияет на упругие деформации, обусловленные давлением и температурой. Таким образом, при оценке $v_i(z)$ необходимо в качестве эталона принять значения нормальной скорости, соответствующей максимальной глубине палеопогружения, т. е. $v_i(z) = v(Z_{\text{max}})$, дополниительно исправив величину $v(Z_{\text{max}})$ за изменение упругих деформаций при перемещении породы с палеоглубины Z_{max} на современную глубину H .

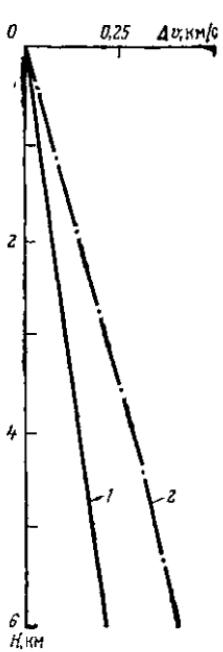


Рис. 79. Приращение скорости за счет упругих деформаций для глин (1) и песчаников (2) с пористостью 5–10 %.

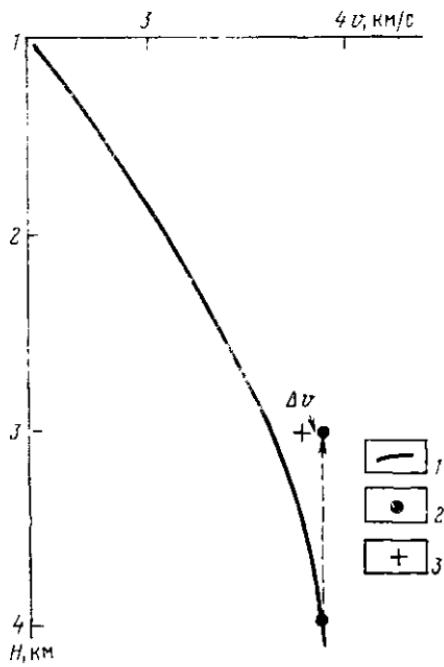


Рис. 80. Введение поправки за палеоглубину.

1 — нормальная зависимость скорости от глубины; 2 — значение скорости на палеоглубине; 3 — значение скорости на современной глубине залегания после введения поправки за изменение упругих деформаций

Эту последнюю поправку можно оценить, воспользовавшись графиками изменения скорости за счет влияния давления и температуры, приведенными во многих лабораторных работах, выполненных в условиях высоких термодинамических параметров для образцов разного типа пород. При реальных значениях различий H и Z_{\max} влияние температуры незначительно. Осредненное значение вертикального градиента эффективного давления составляет 14 МПа на 1 км глубины, поэтому глубина H , соответствующая давлению p , будет $H \approx p/14$. Пересчитав лабораторные зависимости $v(p)$ в зависимость скорости от глубины, получим графики приращений скорости Δv с глубиной под действием упругих деформаций (рис. 79), которыми воспользуемся для оценки поправок за изменение термодинамических условий.

Нормальные зависимости скорости от глубины, полученные для пород одного возраста и литологии, характеризуют значения скорости, обусловленные суммарным воздействием упругих и неупругих деформаций. Для нахождения значения скорости в породах, современная глубина которых меньше предшествующей, необходимо совместно использовать графики изменения скорости

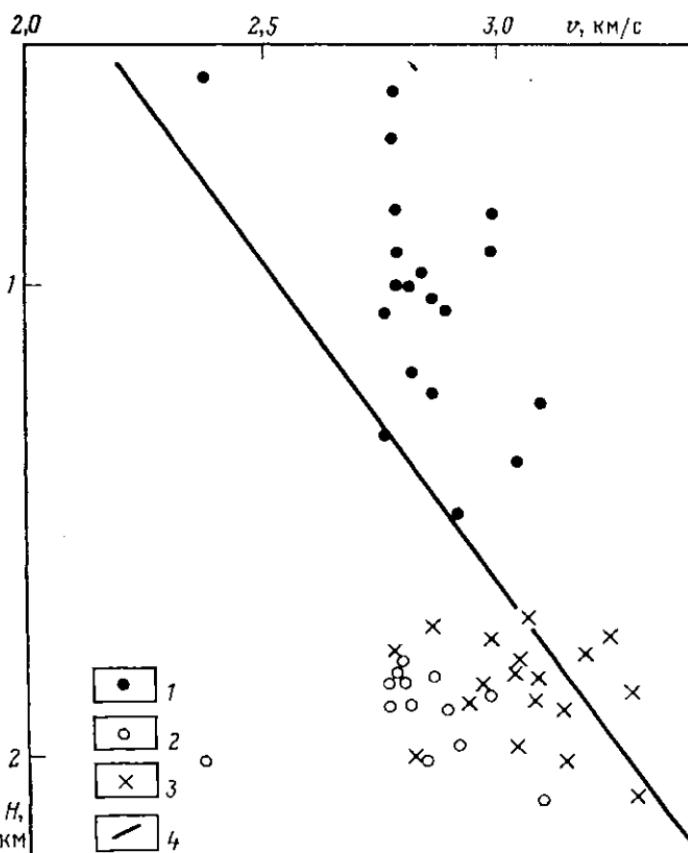


Рис. 81. Влияние палеоглубины на скорость (по материалам Б. З. Лабковского, В. М. Абрамова, трест «Грознефтегеофизика»).

1 — значения интервальной скорости по сейсмокартажу; 2, 3 — те же значения, отнесенные к палеоглубине, соответственно без поправки и с поправкой за увеличение упругих деформаций; 4 — нормальная зависимость скорости от глубины

вследствие изменения термодинамических условий и нормальной зависимости.

Рассмотрим пример, когда первоначальная глубина песчано-глинистых кайнозойских отложений, находящихся сейчас на глубине 3 км, составляла 4 км (рис. 80).

Значения нормальных скоростей для глубины 4 км, обусловленные суммарным воздействием упругих деформаций и необратимого уменьшения пористости, находим по зависимостям, приведенным на рис. 76. Они равны для глин 3,5 км/с, для песчаников 3,90 км/с. По графику $\Delta v(H)$ (см. рис. 79) находим уменьшение скорости по отношению к $v(Z_{\max})$ вследствие уменьшения давления при подъеме пород с максимальной глубины до современной. Если палеоглубина составляла 4 км, а современная 3 км, поправка согласно рис. 79 составит для песчаников около 110 м/с. Таким

образом, значения, принимаемые для определения эталонных скоростей на глубине 3 км, будут для песчаников $3,90 - 0,110 \approx 3,80$ км/с. Аналогично вводятся поправки за палеоглубину для пород других типов во всех интервалах, где $Z_{\max} > H$, после чего рассчитывается эталонная кривая по формуле (V.1).

На рис. 81 приводится пример проверки правильности введения поправок за палеоглубину по описанной выше методике. Здесь показаны результаты обратного пересчета измеренных при сейсмокартаже скоростей путем приведения их к палеоглубинам. В значения скорости, полученные в Восточном Предкавказье, после определения палеоглубин и приведения к ним, внесены поправки за упругие деформации. Как видно из рис. 81, исправленные значения скоростей удовлетворительно совпадают с эталонными значениями для этих глубин.

Вертикальные градиенты $\Delta v(H)$ для глин и песчаников довольно близки, поэтому при не очень большом (до 500—1000 м) различии палеоглубины и современной глубины погружения значения поправок для чистых глин, чистых песчаников и промежуточных значений песчанистости можно принять равными. Значение поправки за палеоглубину зависит от пористости пород, которая в среднем убывает с глубиной. Если палеоглубина составляет свыше 1,5—2,0 км, а ее отличие от современной глубины не превышает нескольких сотен метров, изменение скорости за счет упругих деформаций составляет несколько десятков метров. Такой величиной чаще всего можно пренебречь. В этом случае эталонное значение скорости на современной глубине залегания равно значению скорости на максимальной глубине палеопогружения. Иными словами, при вычислениях по формулам (V.1) и (V.2) в качестве нормальных скоростей $v_i(Z)$ можно принять значения $v_i(Z_{\max})$ для максимальной палеоглубины, не вводя поправок за изменение термодинамических условий.

Надежность исходных данных и процедур построения эталонной зависимости контролируется путем составления таких зависимостей для скважин с нормальными давлениями, в которых проведен сейсмокартаж. Форма вертикальных годографов, полученных обоими способами, должна быть одинаковой. Допускается лишь постоянное по глубине смещение годографов друг относительно друга, которое может быть обусловлено строением приповерхностной части разреза.

Для глин предложена иная, по сравнению с изложенной, методика определения нормальных скоростных зависимостей. Исходя из установленного факта приблизительно экспоненциального убывания пористости глин с глубиной, полагают, что интервальная скорость также увеличивается с глубиной по экспоненциальному закону. В полулогарифмическом масштабе такой зависимости скорости от глубины соответствует уравнение прямой:

$$\ln v_{\text{инт}} = a + bH, \quad (\text{V.3})$$

где a и b — константы.

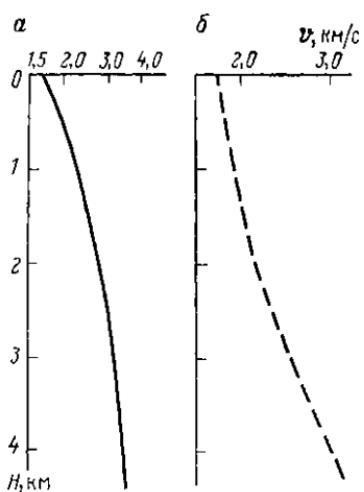


Рис. 82. Результаты перестроения зависимостей скорости от глубины залегания глин.

Перестроение нормальной зависимости (см. рис. 76) из линейного масштаба в полулогарифмический (а) и линейной полулогарифмической зависимости в обычный масштаб (б).

Определив положение отрезка прямой в каком-либо интервале разреза по формуле (V.3), путем линейной экстраполяции оценивают значения нормальной скорости глин и в других интервалах, где нет фактических данных. Такую методику пытаются использовать и для изучения скоростей в литологически неоднородных разрезах [71]. Это равносильно предположениям, что нормальные скорости во всех слагающих разрез породах увеличиваются с глубиной по экспоненциальному закону и что относительное содержание отдельных литологических компонентов и их возраст с глубиной не изменяются.

Предположение об экспоненциальном возрастании интервальной скорости с глубиной противоречит закономерностям, экспериментально установленным для глин и других горных пород. Как видно из рис. 2, 76, 77, вертикальный градиент скорости с глубиной уменьшается, а не увеличивается, как это должно быть для экспоненциальной зависимости.

На рис. 82 показаны результаты перестроения зависимостей скорости от глубины из линейного масштаба в полулогарифмический масштаб (см. рис. 76) для кайнозойских глин и в обычный масштаб — полулогарифмических зависимостей. Видно, что осреднение экспериментальной зависимости прямой возможно лишь в ограниченном диапазоне глубин, а экстраполяция в полулогарифмическом масштабе будет всегда приводить к завышению нормальных скоростей и выявлению не только действительных, но и фиктивных зон АВПД. Для эталонных зависимостей нецелесообразно использовать экспоненциальную аппроксимацию изменения скорости с глубиной или линейную полулогарифмическую зависимость, когда изучаются интервалы глубин, измеряемые сотнями и тысячами метров, тем более, что не учитывается априорная информация о литологии и стратиграфии разреза, об отличии палеоглубин от современных глубин.

Основной частью собственно сейсмических работ по прогнозированию АВПД служат определения скоростей по данным сейсморазведки и сопоставления их с эталонными зависимостями от глубины, соответствующими нормальным давлениям. Эффективность такой методики проверяется материалами сейсмокаротажа, проведенного в условиях известных аномальных давлений. При этом в интервале нормальных давлений скорости должны совпасть, ниже кровли зоны АВПД эталонные скорости должны быть больше действительных. В интервале повышенных давлений определяется зависимость между аномалиями скорости и аномалиями давления Δp . С теоретической точки зрения различным глубинам должны соответствовать разные зависимости $\Delta v(\Delta p)$ (см. рис. 74). Однако по реальным материалам такой закономерности пока не выявлено, по-видимому, вследствие недостаточного числа и малой точности экспериментальных данных о Δv и Δp . На рис. 83 показаны результаты сопоставления эталонных и фактических по данным сейсмокаротажа значений интервальных скоростей (Краснодарский край), где уверенно отмечается различие эталонных и измеренных скоростей в зоне аномальных давлений.

Надо заметить, что по ряду причин фактические данные о наличии и значениях АВПД в скважинах нередко весьма скучны и не дают достаточно ясного представления об этом явлении даже в районах с большим числом скважин. Путем обобщения отклонений скоростей, найденных при сейсмокаротаже, от эталонных значений могут быть построены схемы и карты аномалий интервальной скорости. Такие карты позволяют получить представление о площадном распространении АВПД, сопоставить данные сейсмокаротажа и бурения и, кроме того, оконтурить области с предполагаемыми аномальными давлениями там, где измерение их при бурении еще не проводилось, позволяя в благоприятных случаях прогнозировать наличие зон высоких давлений на новых площадях, видимых к разведке.

При обработке полевых материалов важнейшее значение имеет надежное определение зависимости скорости от глубины.

Данные, аналогичные представленным на рис. 83, позволяют обосновать следующие требования к точности определения интервальных (и эталонных) скоростей.

Для обнаружения аномалий давления в 10—15 МПа погрешности определения скорости не должны превышать 100 м/с, что составляет 3—5 % от типичных интервальных скоростей для глубины 1—2 км и менее 2 % при изучении отложений на глубинах более 3—5 км. При выделении более значительных аномалий давления (30—40 МПа и более) погрешности определения скорости могут составить до 200—300 м/с, т. е. до 7—10 % от типичных интервальных скоростей.

Для количественной оценки аномалий давления погрешности определения скоростей не должны, как правило, превышать нескольких десятков метров в секунду. Приемлемой является

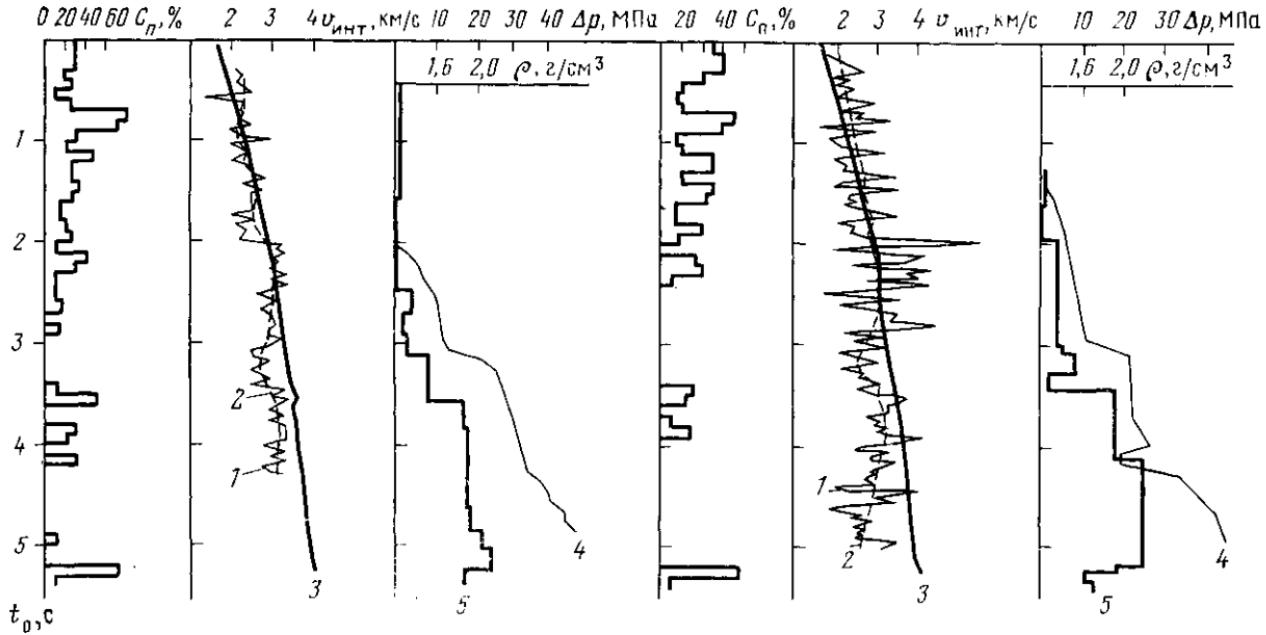


Рис. 83. Сопоставление данных сейсмокартажа, промыслового-геофизических исследований и материалов бурения для скважин с наличием аномально высоких давлений (по В. А. Джемиеву).

1 — интервалльные скорости по трем измерениям на базе 40 м; 2 — результаты сглаживания в скользящем окне; 3 — эталонные скорости; 4 — аномалии пластовых давлений по данным электрометрии скважин; 5 — плотность промывочной жидкости

погрешность прогноза давлений $\pm 2,5$ МПа, обеспечивающая оптимальный выбор технологии бурения скважин.

Для повышения точности определения зависимости $v_{\text{шнт}}(t_0)$ при выявлении и изучении зон аномальных давлений по материалам сейсморазведки необходимо прослеживать возможно большее число отражений от границ в зоне проявления АВПД и во всей вышележащей толще. Кратность наблюдений на профилях должна быть не менее 12. Для каждой из границ, подлежащих изучению, такая кратность должна быть реализована в интервале удалений, удовлетворяющем условию $x_{\text{max}}/H \approx 1$.

При определении интервальных скоростей прослеживается максимально возможное число четких отражений. Границы интервалов выбираются таким образом, чтобы их временная мощность была не менее 0,2—0,3 с. При более частом расположении границ на разрезе соседние интервалы должны перекрываться при соблюдении условий $\Delta t_0 \geq 0,2$ с. Результаты определения интервальных скоростей подвергаются осреднению на базах, обеспечивающих требуемую случайную погрешность результирующих значений интервальной скорости не выше нескольких процентов. При осреднении в качестве независимых измерений рассматривают значения, полученные на расстояниях длины годографа. Эти значения наносят на единый график $v_{\text{шнт}}(t_0)$ и по ним определяют сводную зависимость $v_{\text{шнт}}(t_0)$. В зависимости от точности скоростного анализа окончательная база может включать в себя отдельные профили или часть их, а также совокупность профилей или всю площадь работ в целом. Однако геологические условия в пределах окончательной базы осреднения должны быть однородны в пределах изучаемых пластов, в частности, изменения глубин не должны быть настолько значительны, чтобы это вызвало существенные (по сравнению с точностью определения интервальных скоростей) изменения нормальных скоростей.

Значения разностей стяженных интервальных скоростей, найденных по данным сейсморазведки и сейсмокаротажа, используют для оценки систематических погрешностей, обусловленных влиянием анизотропии покрывающей среды на результаты скоростного анализа полевых материалов. Устойчиво прослеживающееся по нескольким скважинам систематическое различие скоростей компенсируют путем умножения интервальных скоростей, найденных по полевым наблюдениям, на соответствующий поправочный коэффициент.

Сводные графики интервальных скоростей, рассчитанных по данным ОГТ и исправленных за влияние анизотропии и тонкой слоистости, сопоставляют с эталонной зависимостью $v_{\text{шнт}}(t_0)$ для данного участка (рис. 84).

Систематическое завышение эталонных значений скорости и их вертикальных градиентов по отношению к скоростям и градиентам, найденным по сейсмическим данным, свидетельствует о возможной аномальности давлений, если это завышение не может быть объяснено другими причинами. Интервал, в котором

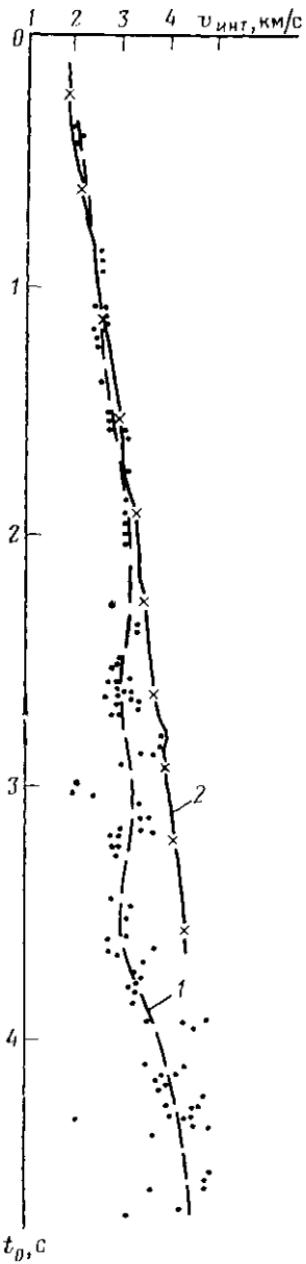


Рис. 84. Прогноз аномально высоких давлений по данным сейсморазведки.

1 — интервальные скорости по данным сейсморазведки; 2 — эталонная зависимость

появляется различие вертикальных градиентов скорости, отмечает возможное положение кровли предполагаемой зоны. Анализ причин различия скоростей и их градиентов проводится в двух направлениях: оценки возможности наличия АВПД, его значения и соответствующего этому значению изменения скорости и оценки возможности влияния иных геологических факторов. По первому направлению выясняют, благоприятна ли геологическая обстановка для возникновения зон аномальных давлений в соответствующих интервалах разреза. В обязательном порядке систематизируют полученные при бурении в близлежащих районах данные о замерах пластовых давлений в скважинах, о результатах анализа давлений по материалам промысловой геофизики, а также о плотности промывочной жидкости. Если бурение проходило без поглощения раствора или проявлений пластов (выбросов), то можно предполагать, что давление на забое скважины не очень резко отличается от пластового

$$p_{\text{пл}} \approx 0,01 \rho H,$$

где ρ — плотность раствора в $\text{г}/\text{см}^3$; H — глубина в м.

Если рассчитанное таким образом значение $p_{\text{пл}}$ больше чем на 30 % превышает гидростатическое давление, правомерно при наличии благоприятной геологической обстановки предполагать наличие АВПД. При наличии других возможных причин систематического завышения интервальных скоростей по сравнению с эталонными оцениваются аномалии, которые в конкретных геологических условиях района работ могут возникнуть за счет: а) отличия предполагаемой литологии от действительной, например за счет большего содержания глин, чем принято при построении эталонной зависимости; б) возможной погрешности определения стратиграфии, например за счет большей мощности (максимально допустимой с геологиче-

ской точки зрения) молодых пород по сравнению с мощностью, принятой при построении эталонной зависимости; в) неучета или неточного учета анизотропии скоростей, кривизны отражающих границ и т. п.

Если различия эталонных и интервальных скоростей не могут быть объяснены иными, чем аномально высокое давление, геологическими факторами, делается вывод о наличии зоны АВПД. Если возможны различные геологические объяснения аномалии интервальных скоростей, вывод о наличии АВПД принимается как одна из гипотез об особенностях глубинного строения.

Количественная оценка пластовых давлений проводится двумя способами. Первым способом определяют разность эталонных и действительных значений скоростей в исследуемом интервале разреза и затем используют график $\Delta v = f(\Delta p)$ для определения прогнозного значения аномалии давления.

Второй способ называется способом эквивалентных глубин [10, 11, 47]. По нормальной скоростной зависимости определяют глубину, на которой скорость распространения волн имеет то же значение, что и в глинах, находящихся внутри зоны АВПД. Для сравнения с нормальной зависимостью выбирают интервал, в котором предполагается доминирующая мощность глин. Присутствие пород другой литологии не должно существенно влиять на результаты определения интервальной скорости. Если скорости в глинах внутри и вне зон АВПД одинаковы, то, как показали теоретические и экспериментальные исследования [37, 47, 89], глины на фактической и эквивалентной глубинах испытывают одинаковое эффективное давление и характеризуются одинаковой пористостью.

В таком случае давление p в мегапаскалях рассчитывается из уравнения, которое получается, если приравнять выражения для эффективных давлений на фактической и эквивалентной глубинах:

$$p = 0,01 [\rho_{\Phi} H_{\Phi} - (\rho_s - \rho_{\Phi, \circ}) H_s],$$

где H_{Φ} и H_s — фактическая и эквивалентная глубины залегания пород в м; ρ_{Φ} — средневзвешенное значение плотности пород до глубины H_{Φ} , на которой определяется давление в г/см³; ρ_s — средневзвешенное значение плотности пород до эквивалентной глубины в г/см³; $\rho_{\Phi, \circ}$ — средневзвешенная плотность флюида до эквивалентной глубины H_s в г/см³.

Точность определения сейсмических интервальных скоростей, а также точность прогноза эталонных скоростей обычно недостаточны для уверененной оценки давлений, но качественное представление об их возможном значении получить можно. Основной сейсмической информацией являются прогноз наличия и области распространения АВПД, а также положения кровли этой зоны.

Результаты прогноза АВПД представляются в зависимости от поставленных задач, точности и количества данных в виде вертикальных колонок или разрезов аномалий интервальных скоростей Δv , рассчитанных по ним прогнозных аномалий давлений либо

градиентов давлений p/H . При большом количестве данных могут быть построены также схемы или карты аномалий интервальных скоростей, прогнозных аномалий давления либо градиентов давлений.

Для надежного выявления аномалий интервальной скорости ее значение должно примерно вдвое превышать общую среднюю квадратичную погрешность оценок v_3 по эталонной кривой и $v_{\text{инт}}$ по сейсмическим данным. Желательно, чтобы погрешности определения v_3 не оказывались существенно на результатах прогноза аномалии или не играли определяющей роли, для чего необходимо, чтобы они не превышали погрешностей оценки $v_{\text{инт}}$.

Рассмотрим факторы, определяющие точность оценок v_3 . Характерной особенностью данных, используемых для построения нормальных зависимостей, является значительный разброс значений, соответствующих одним и тем же глубинам. Другим источником погрешностей определения v_3 могут являться неточности при задании литолого-стратиграфической колонки. Оценим вначале влияние разброса на графиках нормальных зависимостей. Он в основном обусловлен двумя причинами: погрешностями измерений и вариациями (на одних и тех же глубинах) пористости, зернистости и других геологических особенностей пород. Эти особенности нормальных зависимостей имеют общий характер и поэтому целесообразно на примере данных рис. 76 и 77 оценить интервал глубин, для характеристики которого можно с достаточной степенью точности использовать значения скорости, найденные по нормальному кривым.

Если средняя мощность прослоя, для которого выполнено единственное измерение, составляет Δh , а средний квадратичный разброс результатов измерений по отношению к осредняющей линии составляет δv , то погрешность определения нормальной скорости в интервале мощностью h может быть оценена из соотношения

$$\frac{\Delta v_3}{v_3} \approx \frac{\delta v}{v_3} \sqrt{\frac{\Delta h}{h}}.$$

Из рис. 76, 77 следует, что $\delta v/v$ составляет около 0,25. Величина Δh при акустическом каротаже, данные которого использованы для составления рисунков, равна 2 м. Отсюда получаем, что при $h \approx 200$ м и более, что соответствует интервалу, для которого определяется скорость $v_{\text{инт}}$ при сейсморазведочных исследованиях, погрешность оценки v_3 составит не выше 2—3 %.

Рассмотрим теперь требования к точности задания априорных данных о литологии разреза. Для простоты ограничимся средой, состоящей из двух компонент, скорости волн в которых равны v_1 и v_2 . Пусть истинная суммарная относительная мощность слоев, состоящих из первой компоненты, равна r_1 .

Предположим, что при составлении литологической колонки величина r_1 задана с погрешностью Δr , вследствие чего вместо истинного эталонного значения скорости v_3 определена величина

v'_3 . Из (V.2) с учетом того, что в данном случае $C_n = r_1$, не трудно получить

$$\frac{v'_3 - v_3}{v_3} = \left(\frac{v_2 - v_1}{v_1 v_2} \right) v_3 \Delta r.$$

Расчеты по данным, приведенным на рис. 76, 77, показывают, что множитель перед Δr в правой части равенства для кайнозойских песчано-глинистых пород не превышает 0,12, для мезозойских — 0,07. Отсюда следует, что погрешности оценки v_3 будут на порядок меньше погрешностей задания литологии, т. е. не превысят 3 %, если погрешность определения Δr составит до 25 %. Более существенное влияние погрешность составления литологической колонки может оказывать при изучении сред, состоящих из компонент с резко различающимися скоростями. Из рис. 2 следует, что для терригенно-карбонатных отложений числовой коэффициент перед Δr составит несколько десятых долей. В этом случае для оценки v_3 с погрешностью не выше нескольких процентов литологические соотношения должны быть заданы с погрешностью не более 10 %.

При выполнении указанных требований к точности задания литологии общая погрешность оценок v_3 , обусловленная разбросом данных на графиках нормальных зависимостей и неточностями задания литологической колонки, не превысит 4—5 %, т. е. будет ниже типичных значений погрешностей оценок интервальных скоростей по данным сейсмических исследований и потому сравнительно мало скажется на общей средней квадратичной погрешности.

В тех случаях, когда исследуемые аномалии скорости велики и требования к точности скоростного анализа не являются экстремальными, соответственно могут быть менее жесткими по сравнению с приведенными выше и требования к точности определения v_3 и, в частности, к точности задания литологии.

ИЗУЧЕНИЕ ЛИТОЛОГИИ, ВОЗРАСТА И УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКАПЛЕНИЯ

Поиски нефтегазовых месторождений тесно связаны с определением состава отложений, их возраста, изучением седиментационных и тектонических процессов, палеоэррозионных явлений и т. п. Результаты такого изучения необходимы для эффективного решения общих геологических проблем, в том числе выбора направления разведочных работ, выявления перспективных зон, фациального анализа, поисков неантеклинальных ловушек. Способы обработки полевых материалов, обеспечивающие высокую разрешенность отражений на окончательных разрезах, и способы поинтервального изучения петрофизических свойств разреза позволяют получить данные, содержащие в неявной форме обширную информацию о литологии, стратиграфических соотношениях и условиях образования пород. Для практических целей необходим перевод сейсмических данных на язык геологических терминов. Он основан на широком использовании априорных данных, и, прежде всего, закономерностей, соответствующих известному геологическим закономерностям, соответствующих известному геологическому строению. Совпадение (в пределах точности измерений) установленных при сейморазведке характеристик разреза с априорными данными рассматривается как свидетельство возможной близости особенностей изучаемого объекта к соответствующим особенностям геологического эталона. Различие эталонных и найденных при сейморазведке характеристик указывает на отличие истинного строения от эталонной модели. Задача в такой общей постановке обычно не является ни устойчивой, ни однозначной, так как один и те же параметры разреза могут быть обусловлены разнообразными геологическими факторами. Однако при учете совокупности априорных геофизических и геологических данных по району исследований обычно может быть определен конкретный фактор или группа факторов, послуживших причиной появления тех или иных особенностей волновой картины или значений петрофизических параметров.

В настоящее время наметилось три основных направления использования сейсмических данных: прогноз состава и возраста мощных толщ пород по интервальным скоростям и параметрам затухания, детальный прогноз латеральных изменений состава пород по данным об акустической жесткости пород; оценка условий и характера процесса осадконакопления, а также истории тектонического развития по конфигурации границ и особенностям динамики отраженных волн. В связи с различием исходной информации и методики ее использования исследования в каждом из

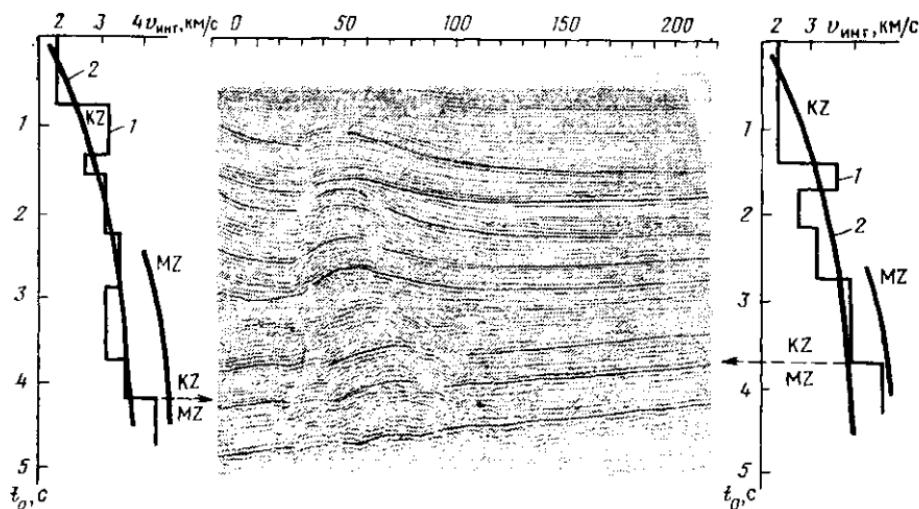


Рис. 85. Определение положения границ кайнозойских и мезозойских пород путем сопоставления скоростной модели, полученной по данным сейсморазведки ОГТ (1) и эталонных зависимостей (2).

указанных направлений специфичны и могут проводиться независимо друг от друга. Вместе с тем их совместное применение обеспечивает наиболее полное выявление геологической информации, содержащейся в сейсмических данных.

16. ПРОГНОЗ СОСТАВА И ВОЗРАСТА ПОРОД ТОЛСТЫХ СЛОЕВ

Основным источником сейсморазведочной информации о литолого-стратиграфической принадлежности пород, слагающих толстые слои, являются данные определения интервальных скоростей. Полевые сейсмические исследования, результаты которых предполагается использовать для геологической интерпретации скоростей сейсмических волн, должны удовлетворять тем же основным требованиям, что и исследования, выполняемые с целью обнаружения залежей и прогноза аномальных давлений. Основой способов прогноза является сопоставление интервальных скоростей с эталонными скоростями, найденными по методике, описанной в предыдущей главе. Для иллюстрации особенностей применения и оценки возможной геологической эффективности скоростного анализа опишем характерные примеры его использования¹.

Прогноз литологии и возраста

На рис. 85 показан сейсмический разрез, полученный в Предкавказье. В правой части рисунка положение границы между

¹ В обработке материалов принимали участие В. Г. Лейтин, А. М. Черно-быльская.

кайнозойскими и мезозойскими породами было известно. Относительно положения той же границы в левой части профиля, отдельной зоной сложного тектонического строения, существовало два взаимоисключающих предположения. Согласно первому предположению, кровле мезозойских пород соответствует отражение на времени 3,7 с. Согласно второму, эта граница находится на времени 4,2 с. Известно, что нижняя часть кайнозойского комплекса пород сложена песчаниками и глинами, но точное значение содержания песчанистости неизвестно. В верхней части мезозойских отложений преобладают песчано-глинистые породы, но могут встречаться и карбонаты. Показанное на рис. 85 сопоставление интервальных скоростей, найденных по данным сейсморазведки, с эталонными зависимостями скорости от глубины, построенными для кайнозойских и мезозойских пород в предположении 50 %-ного содержания песчаников и глин, свидетельствует о том, что правильным является предположение о более глубоком залегании кровли мезозойских пород в левой части профиля. Судя по интервальной скорости, мезозойские отложения представлены здесь толщей с преобладанием глинистых пород, хотя без использования дополнительной геологической информации нельзя было бы отвергнуть предположения о наличии соли.

Прогноз фациальной изменчивости

В некоторых районах было опробовано применение сейсморазведки для выявления литологических изменений внутри песчано-глинистой толщи [21, 80, 106, 124]. Рассмотрим в качестве иллюстрации результаты изучения содержания песчаников в породах нижнемелового возраста. Мощность толщи составляет около 600 м, средняя глубина 3000 м, средняя интервальная скорость 3800 м/с, различие скоростей по нормальным зависимостям для чистых глин и чистых песчаников около 600 м/с. Учитывая высокие требования к точности определения скоростей, большое внимание при анализе данных уделялось вопросам точности.

Сравнение значений скоростей, полученных на пересечениях профилей (табл. 6), показало, что случайные погрешности очень малы. Для общей оценки погрешностей проведено сравнение интервальных скоростей по нижнемеловой толще с данными сейсмического каротажа по шести скважинам, расположенным непосредственно вблизи профилей (табл. 7). Расхождения составляют 3 %. Учитывая, что погрешность сейсмокаротажных данных составляет не менее 1—2 %, следует считать степень совпадений очень хорошей.

О высокой точности скоростного анализа свидетельствует и близость средних квадратичных погрешностей определений содержаний песчаников по сейсморазведке и сейсмокаротажу. Несмотря на это, абсолютные и особенно относительные погрешности песчанистости по данным интервальных скоростей оказались весьма значительны (см. табл. 6). Фактически можно лишь утверждать,

Таблица 6

Значения скоростей $v_{\text{ИИТ}}$ и $v_{\text{ОГТ}}$ до подошвы пластов на пересечениях профилей

Номер пласта	$v_{\text{ОГТ}}, \text{ м/с}$	$v_{\text{ИИТ}}, \text{ м/с}$	$v_{\text{ОГТ}}, \text{ м/с}$	$v_{\text{ИИТ}}, \text{ м/с}$	$\Delta v_{\text{ОГТ}}$		$\Delta v_{\text{ИИТ}}$	
					м/с	%	м/с	%
Профили 13 и 15								
I	—	2940	—	2900	—	—	40	13
III	2520	3300	2530	3300	10	0,4	0	0
IV	2750	4490	2730	4430	20	0,7	60	1,3
V	2850	3760	2850	3830	0	0	70	1,8
Профили 16 и 17								
I	2440	3230	2430	3140	10	0,4	90	2,8
II	2520	3060	2520	3070	0	0	10	0,3
III	2570	3810	2560	3790	10	0,4	20	0,5
IV	2690	4390	2690	4360	0	0	30	0,7
V	2860	4110	2870	4180	10	0,3	70	1,7
Профили 18 и 30								
I	2380	3030	2400	3030	20	0,8	0	0
II	2480	3010	2510	3180	30	1,2	170	4,8
III	2500	3080	2550	3380	50	2,0	300	9,3

Таблица 7

Сопоставление определений песчанистости по данным бурения с результатами прогноза песчанистости по величине интервальной скорости

Площади и номер скважины	$v_{\text{ИИТ}}, \text{ м/с}$		Содержание песчаника, %				
	по сейсмо-каротажу	по сейсморазведке	фактическое	пропонированное по сейсмометодике	погрешность прогноза	пропонированное по сейсмокаротажу	погрешность прогноза
Южно-Буйнакская, 1	—	3760	69	34	35	—	—
Солончаковская, 6	4050	4044	64	58	6	57	7
Солнечная, 4	3880	3920	62	70	-8	66	-4
Южно-Буйнакская, 2	3900	3760	60	32	28	58	2
Солончаковская, 32	—	4030	58	54	-6	—	—
Русский Хутор, 85	—	3850	58	51	7	—	—
Русский Хутор, 1	3750	400	52	74	-22	32	20
Солнечная, 5	—	3780	48	46	2	—	—
Русский Хутор, 13	3500	3466	45	0	45	0	45
Русский Хутор, 21	3644	3742	44	36	8	20	24
Русский Хутор, 91		3850	42	54	-12	—	—

что диапазон прогнозируемых значений песчанистости совпадает с диапазоном изменений песчанистости по данным бурения. Дан- ный пример показывает, что даже в условиях весьма высокой точности измерений использование интервальных скоростей для про- гноза фациального состава и его изменчивости при изучении пес- чано-глинистых отложений целесообразно лишь для решения рекогносцировочных задач.

Прогноз пористости

Задача прогноза пористости может быть поставлена либо ка- чественно для предсказания наличия или отсутствия проницаемых коллекторов, либо количественно, как задача оценки коэффици- ента пористости. Для решения задачи, помимо нормальных зави- симостей скорости от глубины, необходимо иметь также нормаль- ные зависимости пористости от глубины и использовать априор- ную информацию о литологии, возрасте и термодинамических условиях залегания исследуемой толщи.

Используем в качестве исходных материалов осредненные ско- ростные зависимости, представленные на рис. 76 и 77. Они соот- ветствуют осредненным зависимостям пористости от глубины, при- веденным на рис. 6. Таким образом, для каждой глубины известны пары осредненных значений скорости — пористость. Благодаря этому можно рассчитать значения скорости, соответствующие лю- бым другим возможным значениям пористости на каждой глу- бине, а затем, зная возраст и литологию исследуемой толщи, срав- нить расчетные и найденные при наблюдениях значения скоро- стей.

При бурении глубоких скважин важное значение имеет пред- сказание наличия проницаемых коллекторов. При средней глини- стости песчаников (20—30 %) они обладают хорошей проницае- мостью, если их пористость выше 10—12 %. Песчаные породы ста- новятся практически непроницаемыми при пористостях ниже 3— 5 %. На рис. 86 приведены значения скорости в кайнозойских пес- чаниках, соответствующие указанным значениям пористости. Учи- тывая ориентировочный характер искомых значений скорости, рас- четы выполнены по приближенной формуле

$$\frac{1}{v(k_p)} = \frac{k_p}{v_{\infty}} + \left(\frac{1}{v} - \frac{k_{p_0}}{v_{\infty}} \right) \left(\frac{1 - k_p}{1 - k_{p_0}} \right),$$

где k_{p_0} и v — значения пористости и скорости по графикам на рис. 6 и рис. 76 для рассматриваемой глубины; k_p и $v(k_p)$ — заданное критическое значение пористости и соответствующее ему искомое значение скорости; v_{∞} — скорость в жидкости (для ми- нерализованной воды 1,6 км/с).

На рис. 86 выделяются три области: область пород с хорошими коллекторскими свойствами ($k_p > 0,12$), соответствующая наибо- лее низким скоростям; область плохих коллекторов, соответству-

Рис. 86. Использование скоростей для прогноза пористости.

1 — скорости при пористости 10 %; 2 — то же, при пористости 5 %

щая промежуточным скоростям ($0,12 < k_p < 0,05$), и область практически непроницаемых пород, характеризующаяся наиболее высокими скоростями.

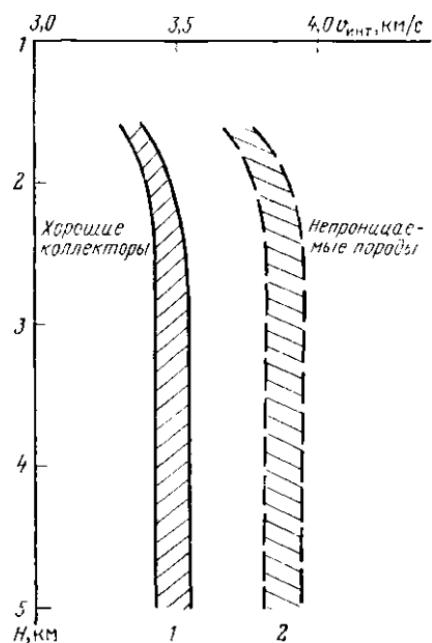
Пусть по данным скоростного анализа определено значение интервальных скоростей $v_{\text{инт}}$ в кайнозойской песчано-глинистой толще, характеризующейся нормальными пластовыми давлениями. Предположим, что согласно априорной информации возможное содержание песчаника составляет от C_1 до C_2 ($C_1 < C_2$), где C — относительное содержание песчаных прослоев. Тогда из формулы среднего времени (I.2) находим вероятный диапазон интервальных скоростей в песчаных прослоях

$$\frac{1}{v_{n1,2}} = \frac{1}{C_{1,2}} \left(\frac{1}{v} - \frac{1 - C_{1,2}}{v_r} \right).$$

Подставив в эту формулу значения C_2 , найдем минимальное значение скорости в песчаниках (v_{n1}), а подставив значения C_1 , получим максимальное значение v_{n2} . Значения скорости в глинах v_r найдем по зависимости, представленной на рис. 76. Диапазон $v_{n1} — v_{n2}$ соответствует возможным значениям скорости в песчаниках изучаемой толщи. Если весь этот диапазон располагается в левой области на рис. 86, то в песчаниках заведомо есть хорошие коллекторы (хотя и не обязательно это верно для всех песчаных прослоев).

Если в пределах левой области находится большая часть диапазона $v_{n1} — v_{n2}$, то наличие коллекторов вполне вероятно. В случае когда диапазон $v_{n1} — v_{n2}$ приурочен к средней области на рис. 86 или перекрывает все три области, определенных выводов о наличии коллекторов по данным сейсморазведки сделать нельзя. Если же весь диапазон $v_{n1} — v_{n2}$ или его большая часть располагаются в правой области на рис. 86, то хорошие поровые коллекторы в песчаниках отсутствуют или маловероятны.

Из приведенных примеров очевидно, что возможности использования интервальных скоростей существенно зависят от точности их определения. Рассмотрим связь точности определения и воз-



можностей геологической интерпретации интервальных скоростей в более общем виде, отвлекаясь от конкретных особенностей строения геологических толщ. Будем исходить из того, что средняя квадратичная погрешность определения интервальной скорости должна быть в 2—2,5 раза меньше ожидаемого различия скоростей, которое необходимо выявить при сейсмических исследованиях. В предположении нормального распределения погрешностей это условие соответствует примерно 90 %-ной вероятности правильного решения задачи. Будем также считать, что априорная информация позволяет сузить круг возможных геологических объяснений наблюдаемых изменений скорости рамками одной из перечисленных задач:

- а) разделение изучаемой среды на отдельные литолого-стратиграфические комплексы;
- б) оценки относительного содержания пород определенного состава в толще, состоящей из двух литологически разных типов пород (песчаников и глин, глин и известняков и т. д.);
- в) прогноз пористости литологически однородных толщ.

Если задачей является оценка литологии и известно, что породы относятся к определенной возрастной группе, то различие скоростей между карбонатными и песчано-глинистыми толщами в среднем составит около 2000 м/с (см. рис. 2), и для уверенного распознавания пород этих двух типов средняя квадратичная погрешность определения интервальных скоростей должна быть не более 1000 м/с (т. е. 20—30 %). Различия скоростей между песчаниками и глинами составят от нуля (при малых глубинах) до 800 м/с (см. рис. 76, 77). Распознавание этих двух типов пород возможно лишь при изучении достаточно больших глубин (свыше 1500 м) при условии, что средняя квадратичная погрешность определения интервальной скорости не превышает 150—300 м/с, т. е. составляет 5 %.

Если прогнозируется литология и известно различие возраста пород, то необходимо исходить из того (см. рис. 2), что различие скоростей для пород идентичной литологии изменяется примерно на 500 м/с при изменении возраста на одну эру. Такая величина сравнительно мало скажется на требованиях к точности при разделении карбонатных и песчано-глинистых пород (допустимая погрешность для одновозрастных пород 1000 м/с изменится на 250 м/с, т. е. на 25 %).

В задаче разделения песчаников и глин априорно известной разницы в возрасте обоих типов пород существенно снижает требования к погрешности в случае, если песчаники безусловно являются более древними, чем глины. Если же глины древнее песчаников, ожидаемое различие скоростей уменьшается вплоть до нуля, а требования к точности становятся практически невыполнимыми.

Специфическими особенностями характеризуются задачи прогноза литологии или возраста, если изучаемая толща может быть сложена солью. Соль характеризуется неизменяющимся с глуби-

ной значением скорости (рис. 2), что должно быть использовано как диагностический признак в складчатых районах с большим диапазоном изменения глубин пород. При малых глубинах скорость волн в соли резко (на 1500—2000 м/с, т. е. почти на 100 %) отличается от скорости в песчано-глинистых породах, но довольно близка (различие 300—800 м/с, т. е. 10—15 %) к скоростям в карбонатных породах. На больших глубинах соотношение обратное. Поэтому требования к точности существенно различны в зависимости от глубины изучаемой толщи и возможного состава и возраста вмещающих соль пород. В частности, прогноз литологии галогенно-карбонатного разреза требует меньшей точности (допустимая средняя квадратичная погрешность до 500 м/с, т. е. 10 %) при изучении древних пород, залегающих на значительных глубинах по сравнению с точностью, необходимой при изучении более молодых пород или малых глубин.

Задача оценки содержания состава двухкомпонентных толщ требует, как правило, гораздо более высокой точности по сравнению с рассмотренной выше задачей разделения разреза на отдельные комплексы пород. Несколько условно можно считать, что точность прогноза содержания отдельных компонент должна составлять около 10 %. При таких изменениях состава песчано-глинистых толщ изменение интервальной скорости составит примерно 50 м/с, а погрешность ее определения должна быть не более 20 м/с ($\leqslant 1\%$). В глинисто-карбонатных толщах повышение содержания одной из компонент на 10 % приведет к изменению скорости на 200 м/с, так что допустимая погрешность определений скорости составит 100 м/с (приблизительно 5 %).

Необходимая точность определения скорости при прогнозе наличия или отсутствия коллекторов зависит от близости найденных значений скорости к критическому значению, равному для кайнозойских песчаников 3,5 км/с (см. рис. 84). Погрешность должна быть меньше разности найденного и критического значений. В данной задаче чем больше найденная скорость отличается от критической, тем выше допустимая погрешность.

При количественной оценке $k_{\text{п}}$ требования к точности определяются соотношением, получаемым дифференцированием формулы среднего времени:

$$\frac{\sigma_{k_{\text{п}}}}{k_{\text{п}}} = \frac{\sigma_v}{v} \left(1 - \frac{v}{v_{\text{TB}}} \right)^{-1}.$$

Величина $\left(1 - \frac{v}{v_{\text{TB}}} \right)^{-1}$ тем больше, чем меньше пористость, так что требования к точности определения скорости оказываются тем выше, чем меньше пористость породы и больше скорость распространения в ней колебаний. В диапазоне значений пористости, представляющем основной интерес при разведке нефти и газа ($k_{\text{п}} \geqslant 0,10$), выполняется соотношение $v \approx 0,4 - 0,7 v_{\text{TB}}$, поэтому

$$\frac{\sigma_v}{v} = (0,3 - 0,6) \frac{\sigma_{k_{\text{п}}}}{k_{\text{п}}}.$$

Отсюда видно, что оценка пористости с погрешностью 5 % (при этом значение $k_{\text{п}}$ будет найдено с погрешностью около 0,01) требует, чтобы скорость была найдена с погрешностью около 2—3 %.

Судя по опыту обработки полевых материалов, точность определения скоростей можно считать высокой, если погрешности не превышают 5 %. В исключительно благоприятных условиях погрешность достигает 3 %. При этом мощность исследуемых толщ составляет не менее нескольких сотен метров. Из этих цифр и приведенных выше требований можно прийти к выводу, что современные способы определения скоростей по данным сейморазведки позволяют решать следующие задачи:

а) литолого-стратиграфическое расчленение разреза на толстые слои, если они сложены породами, существенно отличающимися по составу и возрасту. При этом разделение терригених толщ на песчаники и глины возможно не во всех случаях;

б) оценка относительного содержания глинистых (или песчано-глинистых) пород в мощных терригено-карбонатных толщах. Грубая оценка относительного содержания глин (или песчаников) в песчано-глинистых толщах;

в) грубая оценка средней пористости мощных толщ, прогноз наличия в них коллекторов.

Использование параметров эффективного поглощения

Разрешающая способность существующих способов определения эффективного поглощения позволяет выявлять только значительные (на 50—100 %) изменения коэффициентов затухания, если мощность исследуемой толщи составляет многие сотни или тысячи метров. Однако изменения литологии, представляющие разведочный интерес и вместе с тем достаточно существенные для того, чтобы им соответствовали большие изменения затухания, обычно происходят в пачках пород мощностью десятки или первые сотни метров. Параметры затухания и точность их оценки резко уменьшаются с глубиной. Все это препятствует широкому использованию результатов анализа частотного затухания для оценки литологических характеристик пород. Вместе с тем, несомненно, что по мере повышения помехоустойчивости, точности и разрешающей способности способов можно рассчитывать на их применение для прогноза литологии.

В качестве иллюстрации современного состояния вопроса об использовании параметров затухания остановимся на описанной в работе [106] методике изучения изменения в горизонтальном направлении содержания песчаников в сравнительно маломощной (около 300 м) терригенной толще по изменению отношения амплитуд отраженных от ее кровли и подошвы волн. Авторы исходят из того, что после учета влияния геометрического расхождения эффективный коэффициент затухания внутри толщи может быть найден из соотношения

$$\alpha_{\text{зф}} = \frac{1}{2h} \left\{ \ln \frac{A_1}{A_2} - \ln \left[(1 - K_1^2) \frac{K_2}{K_1} \right] \right\},$$

где h — мощность слоя; A_1 — амплитуда отражения от его кровли, A_2 — то же для отражения от подошвы; K_1 и K_2 — коэффициенты отражения от кровли и подошвы. Если считать K_1 , K_2 и h постоянными в пределах площади исследований, то изменение отношения A_1/A_2 позволит изучать изменение коэффициента затухания. Для оценки содержания песчаника используют эталонную зависимость, которая строится на основе эмпирической корреляции между каротажными данными о песчанистости толщ и данными сейсморазведки о коэффициентах эффективного поглощения.

Изложенная методика внутренне противоречива, так как предполагается, что изменения песчанистости влияют на коэффициент затухания, но не на коэффициенты отражения K_1 и K_2 . Главный же ее недостаток заключается в низкой помехоустойчивости — небольшие флуктуации K_1 и K_2 , обусловленные, например, изменением строения отражающей пачки, будут приводить к столь же существенным изменениям $\alpha_{\text{эфф}}$, что и изменения содержания песчаника. Например, изменение одного из коэффициентов K_1 и K_2 на 20 % равносильно изменению коэффициента затухания в толще мощностью 500 м на несколько десятков процентов. Такого же порядка окажутся и погрешности определения песчанистости. Таким образом, на основе существующих способов оценки затухания пока нет оснований рассчитывать на высокую точность прогноза литологии в толщах мощностью до нескольких сотен метров.

17. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТОНКОСЛОЙСТОЙ СТРУКТУРЫ РАЗРЕЗА

Основой методики является восстановление акустических жесткостей пород путем инверсии трасс сейсмических разрезов в диаграммы псевдоакустического каротажа. На рис. 87 показан разрез относительных изменений скорости. В дополнение к инверсии трасс проведен пересчет значений жесткости в значения скорости на основе зависимости, установленной для района работ между значениями той и другой величин по данным акустического и плотностного каротажа. Интервал между трассами на рис. 87 соответствует изменению скорости на 2000 м/с. Вариации скорости амплитудой выше 1500 м/с показаны путем оконтуривания соответствующих зон. В точках расположения скважин нанесены данные акустического каротажа, подвергнутые нуль-фазовой фильтрации в полосе частот, которая ограничена сверху частотным диапазоном сейсмических трасс.

Следует обратить внимание на то, что наличие профильтрованных трасс акустического каротажа (реального или синтетического, т. е. полученного на основе корреляционных зависимостей гл. II) имеет принципиальное значение. Поскольку спектральная характеристика реальных слоистых сред гораздо шире полосы сейсмических частот, восстановление акустических жесткостей и скоростей по данным сейсморазведки неизбежно осуществляется с искажениями. На трассах псевдоакустического каротажа возникают ложные максимумы и минимумы, не отвечающие реальному

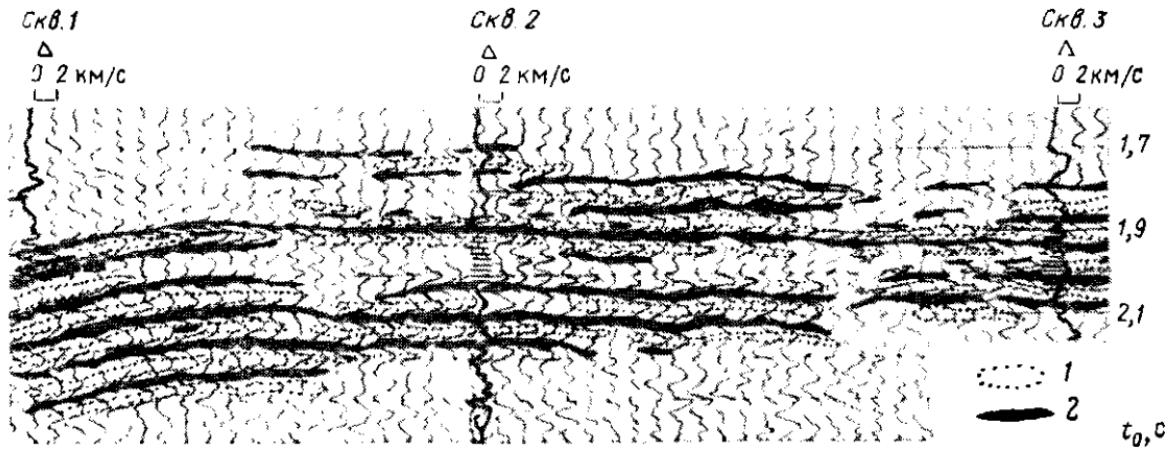


Рис. 87. Псевдоакустический разрез с выделением и трассированием зон относительно повышенных и пониженных скоростей (материалы фирмы CGG).

1 — повышение скорости на 1,5 км/с и более; 2 — понижение скорости на 1,5 км/с и более

изменению свойств пород с глубиной, искажается конфигурация действительных максимумов и минимумов акустической жесткости. Кроме того, необходимо учитывать, что из-за малой мощности литологически и петрофизически однородных слоев реальных сред они отображаются на псевдоакустических разрезах в виде экстремумов, охватывающих несколько пластов. По данным акустического и псевдоакустического каротажа в точках расположения скважин 1, 2 и 3 смены зон пониженной и повышенной скоростей в интервале 1,9—2,3 с отображают реально существующую резкую дифференцированность свойств слагающих разрез литологических разностей. Псевдоакустический разрез дополнительно показывает, что на участке, где расположена скважина 1, породы выдержаны по напластованию, а по мере приближения к скважине 3 слои внутри толщи становятся менее выдержанными, в некоторых из них отмечаются линзообразные включения. При этом слой на времени 1,9 с в скважине 2 непрерывно прослеживается по разрезу, в то время как литология нижней части толщи по направлению к скважине 3 изменяется. Зона смены литологии отмечается в виде прерывистого прослеживания контуров повышенных и пониженных значений скорости в интервале 1,9—2,15 с.

Помимо детального изучения литологии, псевдоакустический разрез представляет возможность уверенной стратиграфической привязки отражений за счет сравнения идентичных физических данных (скорости, акустические жесткости) полевых и скважинных измерений. Такая привязка дает возможность более надежно, чем по временному разрезу, прослеживать отдельные сравнительно маломощные пласти по площади, предсказывать глубину их залегания и ориентировочную мощность в точках заложения новых скважин.

Обратим теперь внимание на интервалы, где заметно несоответствие деталей псевдоакустического и акустического каротажа. Если принять это несоответствие за критерий точности результатов, то окажется, что многие изменения значений скорости вдоль пластов находятся в пределах возможных погрешностей и им не следует доверять при геологической интерпретации. Характерным в этом отношении является (см. рис. 87), например резкое несоответствие поведения трасс акустического и псевдоакустического каротажа в пределах интервала 2—2,2 с в скважине 2 — он сравнительно однороден по данным акустики, и резко неоднороден по результатам инверсии сейсмических трасс. Обращает внимание и разная степень изменчивости скоростей по горизонтали и вертикали в верхней части разреза (1,6—1,7 с): по данным акустического каротажа она мала, по данным псевдоакустического каротажа эта часть разреза не отличается от более глубоких толщ. Геологическая интерпретация указанных деталей трасс псевдоакустического каротажа была бы несостоятельной. Таким образом, вследствие ограниченности сейсмической полосы частот и влияния помех детальная интерпретация не является вполне убедительным истолкованием особенностей псевдоакустического разреза, если она

не подтверждена информацией акустического или других видов каротажа. Необходима еще значительная работа по расширению частотного диапазона сейсмических наблюдений, повышению их помехоустойчивости, а также совершенствованию методики преобразования сейсмических трасс в трассы псевдоакустического каротажа.

Отметим некоторые требования к полевым наблюдениям и обработке материалов. Важно, чтобы профили проходили через глубокие скважины, в которых имеются (или могут быть получены) данные о скоростях распространения волн и плотностях пород. Для уверенного отождествления трасс, полученных по данным сейсморазведки и каротажа, результаты определения акустических жесткостей должны освещать строение достаточно мощных толщ, которым соответствуют протяженные (около 1 с) интервалы псевдоакустических диаграмм. Сейсмические данные должны характеризоваться высоким отношением сигнал/помеха и максимальной разрешенностью осей синфазности. На этапе полевых наблюдений это требует использования условий возбуждения (глубина воздействия, масса зарядов), обеспечивающих высокочастотный спектр возбуждаемых колебаний, а также рационального применения методических приемов (группирование на больших базах, интервал удалений от источника, расстояние между каналами), влияющих на частотный состав колебаний либо непосредственно (группирование), либо косвенным образом, в процессе ввода статистических и кинематических поправок. При обработке существенное значение имеет тщательный выбор параметров деконволюции и фильтрации сейсмограмм, а затем разрезов, которые должны быть оптимальны для интервала, подвергаемого инверсии. Дополнительно повышается разрешенность за счет использования при обработке итеративных поинтервальных способов коррекции статических поправок (гл. III), позволяющих компенсировать остаточные фазовые сдвиги.

Совмещение данных скважинных и полевых исследований на едином разрезе может потребовать использования процедур миграции. В случае пологого залегания границ совмещение наиболее просто осуществляется путем перевода скважинных данных во временной масштаб.

18. ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Сейсмические отражения генерируются границами геологических слоев, в связи с чем оси синфазности однократных волн на сейсмическом разрезе отображают положения стратиграфических поверхностей. Анализ соотношений углов наклона сейсмических границ, выявление несогласий, выклиниваний, изучение прерывистости границ, если проводить его с точки зрения соответствия отражающих и стратиграфических горизонтов, позволяет выявлять особенности режима осадконакопления и истории тектонического развития. Наряду с анализом характера залегания и про-

слеживания границ, для изучения седиментации могут привлекаться данные о таких особенностях сейсмических разрезов, как частота следования, амплитудная выразительность волн. Эта информация способствует выяснению формационной принадлежности отложений (морские, прибрежные, молассовые, континентальные), разделению зон с различным характером переслаивания пород и других задач стратиграфической дифференциации геологического разреза.

Вначале сейсмический разрез делится на стратиграфически однородные пачки пород, слои в которых связаны генетической общностью условий осадконакопления. Такие пачки должны достаточно четко отличаться сейсмическими характеристиками от подстилающих и покрывающих пород. Нередко границами пачек являются выразительные, протяженные вдоль профиля отражения, несогласно залегающие по отношению к отражениям от выше- или нижележащих пород. Кроме того, отражения каждой пачки объединяются между собой общими особенностями: характером залегания, степенью непрерывности прослеживания, интенсивностью, преобладающей частотой, соотношениями с соседними геологическими толщами. Для обозначения пачки отложений с общими особенностями предложен термин «сейсмофация» [124]. Естественно, что этот термин не всегда соответствует геологическому термину фация, но его использование целесообразно, так как позволяет установить многие существенные черты стратиграфического облика пород и проследить эти породы по профилю и площади.

Для выделенных сейсмофаций выполняется анализ условий седиментации. С этой целью детально изучают характер залегания и динамические особенности сейсмических границ на участках, где фациальная и формационная принадлежность пород уже известна по данным комплекса геологических исследований. Применительно к конкретным территориям каждой определенной геологической ситуации соответствует типичная сейсмофация. Наличие внутри толщи устойчивых мощностей слоев свидетельствует об устойчивом, обычно морском, режиме прогибания вдали от береговой линии. Дополнительным свидетельством в пользу морского характера отложений является наличие хорошо коррелирующихся вдоль разреза границ, что может рассматриваться как проявление устойчивости литологического состава пород. Амплитудная выразительность устойчиво коррелирующихся границ может быть связана с резкой сменой литологии по вертикали, а значит и режима осадконакопления, что в условиях выдержанности горизонтов по разрезу может быть обусловлено изменением глубины морского бассейна и т. п. На рис. 69 по особенностям сейсмической записи толщу пород в интервале времен 2,1—2,5 с можно отнести к морским осадкам, образовавшимся вдали от берега.

Прибрежные отложения характеризуются заметными изменениями мощности на сравнительно коротких расстояниях. Литология осадков в прибрежных частях бассейна изменчива. Все это отображается на разрезах в виде неустойчивого прослеживания

границ, незакономерных вариаций интенсивности отражений, изменчивости их формы. Если область распространения вышележащих слоев больше области нижележащих, то такое залегание свидетельствует о трансгрессивном режиме, т. е. опускании бассейна, наступлении моря и отодвигании береговой линии; если же вышележащие пласти выклиниваются на кровле подстилающих, это может рассматриваться как признак поднятия пород и регрессии моря. Трансгрессивные и регрессивные налекания и иные соотношения пород позволяют выявить характер развития бассейна, а определения мощностей пород могут быть использованы для оценки амплитуд поднятий и прогибов, скорости тектонических движений, ее изменений со временем. В совокупности полученные данные определяют принадлежность сейсмофации к участкам континентального склона шельфа, дельтовым отложениям и т. п. [124].

По фрагменту разреза, показанного на рис. 88, можно видеть некоторые из отмеченных особенностей. В нижней части (интервал А) мощность пород устойчива по разрезу, что, по-видимому, свидетельствует о накоплении осадков вдали от береговой линии, в условиях устойчивого и равномерного прогибания дна бассейна. Форма записи отражений внутри интервала и их амплитудная выразительность изменяются вдоль профиля. Это явление не поддается однозначному объяснению, возможно, оно обусловлено изменчивостью литологии пород, но не исключено, что причиной является усложнение современной тектоники по мере приближения к своду складки. В вышележащей толще (интервал Б) четко проявляется сокращение мощностей по направлению к современному своду складки. Можно думать, что темп прогибания и осадконакопления был неравномерным — минимальным на участке современного свода и максимальным в области современной синклинали. Таким образом, в геологическое время, соответствующее отложению пород, образующих интервал Б разреза, началось формирование современного поднятия. Отражение соответствующее кровле интервала Б, несогласно срезает как подстилающие, так и перекрывающие пласти. Очевидно, оно соответствует перерыву в осадконакоплении. Вышележащая толща В характеризуется трансгрессивным залеганием границ, каждое последующее отражение прослеживается на большее расстояние вдоль профиля, чем предыдущее. Морской бассейн в этот период расширял свои границы. В кровле толщи границы залегают согласно, а затем следует серия сложно построенных осей синфазностей (интервал Г). Эта толща, вероятно, соответствует прибрежным, а возможно, и континентальным осадкам. В целом разрез соответствует прибрежному осадконакоплению в условиях общего интенсивного прогибания резко дифференцированного по площади бассейна.

При изучении условий осадконакопления требования к методике наблюдений и обработки определяются тем, что обоснованность геологических выводов определяется степенью ослабления помех, т. е. степенью соответствия отражений и характера их про-

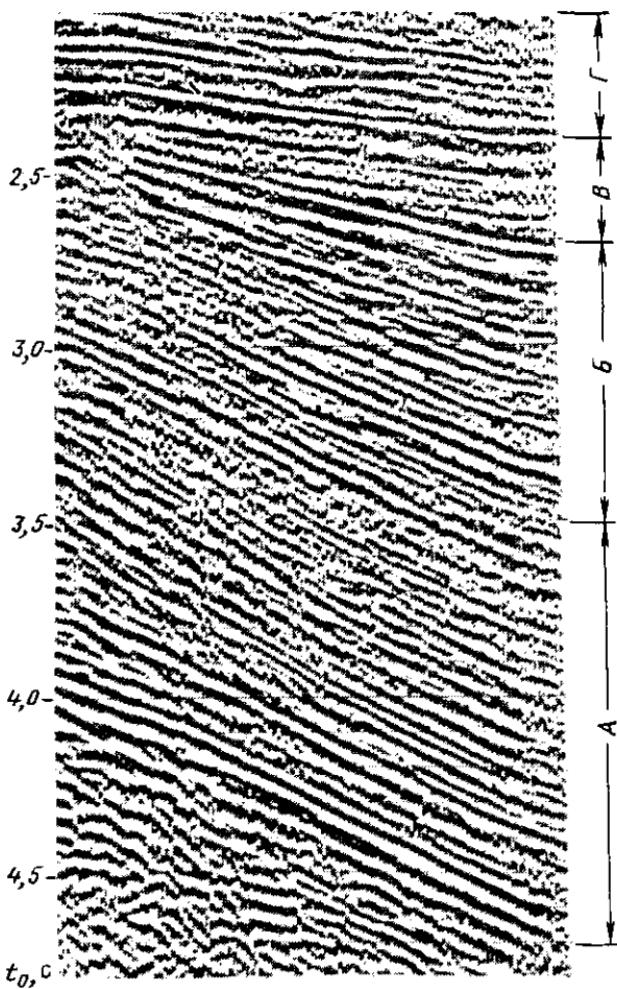


Рис. 88. Временной разрез

слеживания на сейсмическом разрезе поведению реальных геологических границ.

Для создания эталонов, положенных в основу расшифровки геологических особенностей волновой картины, требуется, чтобы сейсмические профили были отработаны на участках, хорошо изученных бурением, где имеются однозначные выводы о генезисе и структурно-тектонической истории развития пород.

При выборе методики наблюдений и обработки следует стремиться к максимальному сохранению высокочастотных компонент записи. Детальность интерпретации зависит от преобладающей длины отраженных волн, которая определяет как мощность отдельных слоев, так и площадные размеры выявленных объектов.

Важным вспомогательным средством интерпретации является моделирование возможных геологических ситуаций и их отображения в волновом поле с помощью синтетических временных разрезов [124, 126]. Моделирование включает в себя несколько этапов. Вначале определяют вертикальную акустическую колонку исследуемых отложений, используя для этого данные каротажа, нормальные зависимости скорости от глубины и т. п. Для такой колонки, соответствующей конкретному участку исследований, например вблизи скважины, рассчитывается синтетическая сейсмограмма. Сравнение ее с реальной сейсмической трассой позволяет уточнить параметры модели, определить их связь с особенностями динамики волн. Далее, с использованием уточненных петрофизических параметров строят двухмерные модели вдоль профилей, для которых рассчитываются двухмерные теоретические сейсмограммы и синтетические временные разрезы. По таким материалам изучаются особенности деталей волновой картины на участках латеральных изменений фациального состава пород, в области линз песчаников, рифов и других объектов, наличие которых можно предполагать на сейсмическом профиле. Результаты моделирования сравниваются с фактическими материалами, что с учетом данных бурения, позволяет геологически интерпретировать локальные изменения формы колебаний отдельных осей синфазности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Практическая реализация прямых поисков нефтегазовых залежей, прогноза пластовых давлений, литологии, возраста и других геологических характеристик горных пород возможна с помощью данных сейсморазведки. Основой этого направления являются данные об изменчивости свойств отраженных упругих волн в зависимости от литологического состава и физического состояния горных пород. Теоретически и экспериментально показано, что при нефтегазонасыщении коллекторов аномалии интенсивности отраженных от них волн могут достигать десятков и сотен процентов. Возникают также заметные аномалии скоростей суммирования, преобладающих частот и других характеристик отражений. Вариации состава твердой фазы пород, изменения пластового давления флюидов достаточно четко отображаются в изменении скоростей и акустических жесткостей осадочных отложений. Условия осадконакопления и история развития пород запечатлеваются в конфигурации и взаимоотношениях сейсмических границ на разрезах, в динамических особенностях волн.

Применительно к решению задач прогноза нефтегазовых залежей, изучения литолого-стратиграфических особенностей пород и термодинамических условий их залегания разработаны основные положения методики сейсморазведочных исследований, поз-

воляющие выбирать объекты для проведения полевых работ, параметры системы наблюдений, граф машинной обработки и приемы интерпретации материалов.

Обязательным условием эффективного проведения сейсмических исследований с целью прогноза состава и состояния пород является необходимость более глубокого ослабления кратных волн и других помех, чем при структурных исследованиях. В связи с этим применение сейсморазведки требует использования всего арсенала современных аппаратурных и программно-методических средств и целесообразно в районах, где могут быть получены первичные материалы высокого качества.

Дальнейшее расширение возможностей сейсморазведки в основном зависит от успехов решения двух кардинальных проблем всего сейсмического метода в целом — разработки способов увеличения отношения сигнал/помеха и повышения его разрешающей способности. Принципиальная необходимость повышения разрешенности сейсмических записей состоит в том, что при используемых в настоящее время длинах волн (100—200 м) заметное влияние на свойства отражений оказывает изменение характеристик пластов мощностью не менее 20—30 м. Объекты изучения, прежде всего продуктивные пласти, часто характеризуются гораздо меньшей мощностью и для уверенного обнаружения соответствующих им аномалий необходимо существенно (в 2—3 раза) повысить преобладающую частоту сейсмических колебаний. Другие резервы сейсморазведки и ее важнейшего приложения — прямых поисков — заключаются в совершенствовании существующих алгоритмов, создании способов совместной обработки и анализа данных продольных и поперечных волн.

Физические и методические основы решения задач петрофизического прогноза ясны. Для быстрого опробования и внедрения прогнозирования важно обоснованно выбирать площади для проведения полевых работ, сообразуя ожидаемый геологический эффект с возможностями выделения аномалий на фоне помех и возможностями их интерпретации на основе априорных представлений о геологических особенностях разреза и их отображении в волновом поле.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авербух А. Г. Определение дисперсии скоростей упругих волн по амплитудной характеристике среды.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 57. М., Недра, 1969, с. 50—60.
2. Авербух А. Г. Распространение сейсмического импульса в среде с линейной зависимостью коэффициента поглощения от частоты.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 61. М., Недра, 1970, с. 7—20.
3. Авербух А. Г. Оценка влияния нефтегазовых залежей и других внутрив пластовых неоднородностей на проходящие волны.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 6, с. 85—91.
4. Авербух А. Г. Влияние поглощения и дисперсии на распространение узкополосных квазимохроматических импульсов.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 7, с. 86—92.
5. Авербух А. Г., Мошинский И. Б. Влияние кривизны границ на интенсивность отраженных волн.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 58. М., Недра, 1970, с. 97—104.
6. 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.
7. Авербух А. Г., Подъяпольский Г. С., Золотов Е. М. Скорость распространения объемных упругих волн в осесимметричных неоднородных средах.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 3, с. 43—51.
8. Авчян Г. М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. М., Недра, 1972.
9. Авчян Г. М., Матвиенко А. А. Влияние всестороннего давления на физические свойства песчаников.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 55. М., Недра, 1969, с. 149—164.
10. Александров Б. Л. Определение и прогнозирование АВПД геофизическими методами.— Обзор. М., ВНИИОЭНГ, 1973.
11. Александров Б. Л., Синельникова В. Н., Исаев М. Е. Возможности предварительного прогноза зон АВПД по данным сейсмических исследований.— В кн.: Разведочная геофизика, вып. 62. М., Недра, 1974, с. 45—50.
12. Алексеев А. С., Гельчинский Б. Я. О лучевом методе вычисления полей волн в случае неоднородных сред с криволинейными границами раздела.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, вып. III, Л., изд. ЛГУ, 1959, с. 106—160.
13. Алексин С. В. Отражение упругих колебаний от кровли нефтегазонасыщенного пласта.— В кн.: Разведочная геофизика, вып. 32. М., Недра, 1969, с. 13—16.
14. Аникиев К. А. Прогноз сверхвысоких пластовых давлений и совершенствование глубокого бурения на нефть и газ. Л., Недра, 1971.
15. Баллах И. Я., Мирчинк М. Ф. О возможности применения сейсморазведки для прямых поисков залежей нефти и газа.— ДАН СССР, 1959, т. 126, с. 1239—1241.
16. Березкин В. М., Киричек М. А., Кунарев А. А. Применение геофизических методов разведки для прямых поисков месторождений нефти и газа. М., Недра, 1978.
17. Берzon И. С., Кац С. А., Ратникова Л. И. Отраженные и проходящие волны для пачек слоев со случайной структурой в квазиоднородной среде.— В кн.: Сейсмические волны в тонкослоистых средах. М., Наука, 1973, с. 88—108.
18. Болычевский Ю. М., Грацинский В. Г., Мелехова А. Т. О связи скоростей упругих волн с литолого-петрографическими характеристиками пород Саратовского Поволжья.— Нефтегазовая геология и геофизика, № 7. М., ВНИИОЭНГ, 1970, с. 35—37.
19. Бреходовских Л. М. Волны в слоистых средах. М., Наука, 1973.
20. Булатова Т. М., Волкова Е. А., Дубров Е. Ф. Акустический каротаж. М., Недра, 1970.

21. Вопросы применения сейсморазведки для прогноза нефтегазонасыщенности, литологии, аномально высоких давлений и буримости горных пород/ А. Г. Авербух, Э. М. Буциевий, Г. Н. Гогоненков и др. М., ВНИИОЭНГ, 1976.
22. Гаранин В. А. О поглощающих и упругих свойствах сцементированных двухфазных пористых сред на ультразвуковых частотах.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 60. М., Недра, 1970, с. 44—52.
23. Гаранин В. А. Влияние размеров зерен на поглощение и скорость упругих волн в твердых зернистых средах.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 66. М., Недра, 1972, с. 65—72.
24. Гельфанд В. А. Уточнение модели среды с помощью синтетических сейсмограмм.— Нефтегазовая геология и геофизика, № 5, с. 1977, с. 32—36.
25. Гельчинский Б. Я., Чижова Г. В. Опыт применения метода ЭСМ для оценки влияния нефтегазонасыщения пород на сейсмическое поле.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, вып. XV. Л., Наука, 1975, с. 135—143.
26. Гельчинский Б. Я., Караваев Н. А., Коган Л. Д. Теоретико-модельные исследования волновых полей, образующихся в гетерогенных системах.— Региональная, разведочная и промысловая геофизика, 1977, № 11, с. 1—35.
27. Гогоненков Г. Н. Расчет и применение синтетических сейсмограмм. М., Недра, 1972.
28. Гогоненков Г. Н., Асриянц Л. И. Статистические характеристики коэффициентов отражения в реальных средах.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1969, № 12, с. 57—61.
29. Гогоненков Г. Н., Антипин Ю. Г. Эффективные модели реальных тонкодисперсных сред.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 9, с. 3—11.
30. Гогоненков Г. Н., Борейко И. Ф. Итеративный алгоритм определения пластовых скоростей по данным метода ОГТ.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 78. М., Недра, 1975, с. 15—30.
31. Гольдин С. В., Митрофанов Г. М. Спектрально-статистический метод учета поверхностных неоднородностей в системах многократного прослеживания отраженных волн.— Геология и геофизика, 1975, № 6, с. 102—111.
32. Гольдин С. В., Черняк В. С. Эффективные параметры гидографов и полей времен в неоднородных средах.— Геология и геофизика, 1976, № 8, с. 102—112.
33. Горбатова В. П. О поглощающих свойствах неконсолидированных и слабосцементированных двухфазных сред.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 56. М., Недра, 1969, с. 99—111.
34. Гурвиц И. И., Яновский А. К. Сейсмические импульсы от взрыва в однородной поглощающей среде.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967, № 10, с. 14—24.
35. Гурвиц И. И., Яновский А. К. О количественном аппарате динамических измерений в сейсморазведке.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 4, с. 41—47.
36. Давыдова Л. Н., Березкин В. М. К обоснованию применения сейсморазведки для прямых поисков месторождений нефти и газа.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 79. М., Недра, 1976, с. 82—86.
37. Добринин В. М. Деформации и изменения физических свойств коллектиров нефти и газа. М., Недра, 1970.
38. Дурмишьян А. Г., Халилов К. Ю. Новые данные по уплотнению глинистых пород продуктивной толщи Бакинского архипелага.— Геология нефти и газа. М., Недра, 1973, № 9, с. 58—62.
39. Земцова Д. П., Земцов Е. Е. О возможности использования сейсморазведки для прослеживания водо-нефтяных и газожидкостных контактов залежей.— Разведочная геофизика, вып. 15. М., Недра, 1966, с. 3—17.
40. Канарайкин Б. А., Цывинская Ю. В., Фролова Л. А. Некоторые результаты работ по изучению влияния нефтяной залежи на динамические характеристики сейсмических волн в районе Широтного Приобья.— В кн.: Прямые поиски месторождений нефти и газа геофизическими методами, № 22. М., изд. ВИЭМС, 1971, с. 4—8.
41. Кац С. А., Кондратович Ю. В., Исаев В. С. Влияние случайной струк-

- туры пачки слоев на динамические характеристики.—Прикладная геофизика, вып. 57. Недра, 1969, с. 70—80.
42. Козляр В. Ф., Белоконь Д. В., Щербакова Т. В. Акустический каротаж нефтяных и газовых скважин.—М., изд. ВИЭМС, 1973.
43. Коленков Э. В., Орлович М. Т., Самойлов А. В. Вопросы методики обработки сейсморазведочной информации на ЭВМ III поколения.—Обзор. М., ВНИИОЭНГ, 1979, с. 49.
44. Кондратьев О. К., Кондратьева Т. Г. Рассеяние проходящих волн в тонкослоистых средах.—Геофизический сборник АН УССР, вып. 58, 1974, с. 26—39.
45. Коростышевский М. Б., Набоков Г. Н., Чиркина Г. Б. Комплексное изучение динамических и кинематических характеристик поля отраженных волн на ЭВМ с задачей прогнозирования месторождений нефти и газа.—Региональная разведочная и промысловая геофизика, 1976, № 6.
46. Кунарев А. А., Куликов С. А., Никитин А. А. Опыт регистрации и использования сейсмических записей без АРУ при проведении работ МОВ в пределах Устьюрта и Манышлака.—В кн.: Разведочная геофизика, вып. 31. М., Недра, 1969, с. 31—37.
47. Кучерук Е. В., Шендерей Л. П. Современные представления о природе аномально высоких пластовых давлений.—Итоги науки и техники. Сер. Месторождения горючих полезных ископаемых, т. 6. М., изд. ВИНИТИ, 1975.
48. Левин А. Н. Эффективные скорости и годографы отраженных волн для слоистых сред с негоризонтальными границами раздела.—В кн.: Прикладная геофизика, вып. 76. М., Недра, 1974, с. 69—78.
49. Левин А. Н. Вычисление пластовых скоростей по данным сейсморазведки МОВ.—В кн.: Прикладная геофизика, вып. 80. М., Недра, 1975, с. 43—50.
50. Левин А. Н. Предельная эффективная скорость при ОГТ для слоисто-однородных сред.—В кн.: Прикладная геофизика, вып. 86. М., Недра, 1977, с. 3—11.
51. Леворсен А. И. Геология нефти и газа. М., Мир, 1970.
52. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1974.
53. Логинов В. Т., Молчанов В. В. Эффективные коэффициенты поглощения упругих волн для центральной части Московской синеклизы.—В кн.: Вопр. динамической теории распространения сейсмических волн, вып. XV. Л., Наука, 1975, с. 112—119.
54. Лозинский З. Н., Мешбей В. И., Фуркалюк Ю. В. Определение скоростной модели среды по данным многократного профилирования.—Нефтегазовая геология и геофизика, вып. 8. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1974.
55. Ляховицкий Ф. М. Упругие свойства зернистых пород.—В кн.: Геофизические исследования, вып. II. М., изд. МГУ, 1966.
56. Ляховицкий Ф. М., Рапопорт Л. И. Расчеты скоростей и поглощения упругих волн в моделях насыщенных пористых сред с жестким остовом.—В кн.: Прямые поиски месторождений нефти и газа геофизическими методами, № 22. М., изд. ВИЭМС, 1971, с. 21—27.
57. Ляховицкий Ф. М., Рапопорт Л. И. Применение теории Френкеля—Био для расчета скоростей и поглощения упругих волн в насыщенных пористых средах.—В кн.: Прикладная геофизика, вып. 66. М., Недра, 1972, с. 52—64.
58. Максимов М. И. Геологические основы разработки нефтяных месторождений. М., Недра, 1975.
59. Мешбей В. И., Коленков Э. В., Орлович М. Т. Разновременный криволинейный анализ совокупности сейсмограмм.—В кн.: Прикладная геофизика, вып. 89. М., Недра, 1977, с. 40—49.
60. Мешбей В. И., Глогоуский В. М., Старченко Н. Д. Исследование связи между коэффициентом подобия и фазовым разбросом сигналов регулярной волны.—В кн.: Разведочная геофизика, вып. 82. М., Недра, 1978, с. 71—76.
61. Мешбей В. И., Лозинский З. Н. Определение скоростной модели среды по данным МОГТ.—Обзор. М., изд. ВИЭМС, 1978.
62. Мустафаев К. А. Повышенное поглощение сейсмических волн в нефтегазонасыщенных отложениях.—В кн.: Прикладная геофизика, вып. 47. М., Недра, 1966, с. 42—50.

63. Невский М. В. Квазнанизотропия скоростей сейсмических волн. М., Наука, 1974.
64. Николаев А. В. Сейсмика неоднородных и мутных сред. М., Наука, 1973.
65. Отклонения гидографа отраженных волн для горизонтально слоистой среды от гиперболы/Н. Н. Пузырев, К. Н. Володина, Г. П. Лебедева, Л. Р. Токмулина.— Геология и геофизика, 1969, № 11, с. 103—111.
66. Оценка возможностей применения сейсморазведки для прямых поисков нефтяных залежей/М. Ф. Мирчинк, И. Я. Баллах, Л. А. Сергеев и др. Изд. АН СССР, 1961.
67. Петкевич Г. И., Вербицкий Г. З. Акустические исследования горных пород в нефтяных скважинах. Киев, Наукова Думка, 1970.
68. Петкевич Г. И. Информативность акустических характеристик неоднородных геологических сред. Киев, Наукова Думка, 1976.
69. Применение сейсморазведки для прогнозирования нефтегазовых залежей/Л. Г. Авербух, Л. Н. Давыдова, М. В. Девичев и др.— В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики. М., Недра, 1970, с. 152—155. (Материалы VI Всесоюзной научно-исследовательской геофизической конференции в г. Ленинграде).
70. Применение цифровой сейсморазведки для прямых поисков нефтегазовых залежей/А. Г. Авербух, В. А. Гельфанд, Г. Н. Гогоненков и др. Обзор. М., изд. ВИЭМС, 1978.
71. Прогнозирование аномально высоких пластовых давлений по сейсмическим данным/В. М. Добрынин, М. Б. Рапорт, В. А. Серебряков и др.— Геология нефти и газа, 1977, № 11, с. 54—62.
72. Прошляков Б. К. Вторичные изменения терригенных пород — коллекто-ров нефти и газа. М., Недра, 1974.
73. Пузырев Н. Н. Временные поля отраженных волн и метод эффективных параметров. Новосибирск, Наука, 1979.
74. Рапорт Л. И. Алгоритм совместной обработки скважинных и поверх-ностных наблюдений для анализа поглощения сейсмических волн.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и геофизики при поисках месторождений полевых иско-паемых и инженерно-геологических изысканиях. М., МГУ, 1974.
75. Рапорт М. Б. О некоторых сейсморазведочных приложениях корреля-ционной теории.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 56. М., Недра, 1969, с. 21—30.
76. Рапорт М. Б. Корреляционная методика прямых поисков залежей нефти и газа по сейсмическим данным.— В кн.: Разведочная геофизика, вып. 77. М., Недра, 1977, с. 54—61.
77. Ратникова Л. И. Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. М., Наука, 1973.
78. Решение обратной кинематической задачи сейсморазведки в слоистой среде с использованием взаимных точек/В. М. Глотовский, А. В. Гриншпун, В. И. Мешбей, М. И. Цейтлин.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 87. М., Недра, 1977, с. 46—59.
79. Решение литологических задач сейсмическими методами разведки/Е. А. Галаган, А. М. Епинатьева, В. Н. Патрикеев, Н. Д. Стариченко. М., Недра, 1979.
80. Рудницкая Д. И., Фролова Л. А., Черняк В. С. Использование интер-вальных сейсмических скоростей при изучении литологии разреза Западно-Сибирской плиты.— Геология и геофизика, № 1, 1978, с. 96—104.
81. Теоретические сейсмограммы для неоднородных упругих сред/В. Чер-вены, К. Фукс, Г. Мюллер, И. Заградник.— В кн.: Вопросы динамической теории сейсмических волн, вып. XX. Л., Наука, 1981.
82. Трапезникова Н. А., Шушакова Н. С., Патрикеев В. Н. Результаты расчетов теоретических сейсмограмм для тонкослоистых покрывающих сред при нормальном падении плоских волн. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1976, № 12, с. 87—98.
83. Трапезникова Н. А., Шушакова Н. С., Воронцов Л. Н. Результаты ма-тематического моделирования сейсмических полей для нефтегазовых залежей

Среднего Приобья. В кн.: Прикладная геофизика, вып. 94. М., Недра, 1979, с. 21—43.

84. Уайт Д. Е., Михайлова Н. Г., Пляховицкий Ф. М. Распространение сейсмических волн в слоистых средах, насыщенных жидкостью и газом. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 10, с. 44—52.

85. Уропов А. К. Изучение скоростей в сейсморазведке. М., Недра, 1966.

86. Уропов А. К., Бяков Ю. А. Влияние тонкой слоистости при определении скоростей в методе отраженных волн.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 79. М., Недра, 1975.

87. Физические свойства осадочного покрова территории СССР. Под ред. М. Л. Озерской, Н. В. Подобы. М., Недра, 1967.

88. Фуркалюк Ю. В. Точность определения кинематических параметров регулярных волн при анализе скоростей.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 89. М., Недра, 1977, с. 21—32.

89. Ханин А. А. Породы — коллекторы нефти и газа и их изучение. М., Недра, 1969.

90. Черняк В. С. Расчет эффективных скоростей в МОВ и МОГТ для слоистых сред с наклонными и криволинейными границами.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 71. М., Недра, 1973, с. 71—79.

91. Шварцман Ю. П. Итерационные алгоритмы решения систем уравнения статических поправок.— Геология и геофизика, 1978, № 4, с. 76—87.

92. Юдина Р. И. О закономерностях распределения скоростей поперечных волн в геологических средах.— В кн.: Поперечные и обменные волны в сейсморазведке. М., Недра, 1967, с. 157—170.

93. Al-Chalaby M. An analysis of stacking, rms, average and interval velocities over a horizontally layered ground.— Geophys. Prosp., 1974, vol. 22, No 3, p. 458—475.

94. Aud B. W. Abnormal pressure zones can be predicted by seismic data. World oil, 1974, vol. 179, No 2, p. 37—39.

95. Backus M. M., Chen R. L. Flat spot exploration.— Geoph. pros., 1975, vol. 23, No 3, p. 533—577.

96. Bocquey M., Lavergne M., Willm C. Acoustic impedance logs computed from seismic traces aid lithology.— Oil and gas journal, 1977, vol. 75, No 52, p. 78—82.

97. Brown R. I. Normal moveout and velocity relations for flat and dipping beds and for long offsets.— Geophysics, 1969, vol. 34, No 2, p. 180—196.

98. Claerbout J. F., Donerty S. M. Downward continuation of moveout corrected seismograms.— Geophysics, 1972, vol. 37, No 4, p. 711—768.

99. Domenico S. N. Effect of water saturation on seismic reflectivity of sand reservoirs in shale.— Geophysics, 1974, vol. 39, No 6, p. 759—769.

100. Gardner G. H. F., Gardner L. W., Gregory A. R. Formation velocity and density — the diagnostic basis for stratigraphic traps.— Geophysics, 1974, vol. 39, No 6, p. 770—780.

101. Geertsma J. Velocity-log interpretation effect of rock bulk compressibility.— J. soc. petr., 1967, No 4.

102. Grau G., Hemon Ch., Lavergne M. Possibilités nouvelles pour la sismique stratigraphique.— Proc. 9th world petr. congr. London, 1975, vol. 3, p. 225—234.

103. Gregory A. R. Fluid saturation effect on dynamic elastic properties of sedimentary rocks.— Geophysics, 1976, vol. 41, No 5, p. 895—921.

104. King M. S. Wave velocities in rocks as a function of changes in overburden pressure and pore fluid saturants.— Geophysics, 1975, vol. 31, No 1, p. 50—73.

105. Lavergne M. Inversion of seismograms and pseudo velocity logs.— Geophysical prospecting, 1977, vol. 25, No 3, p. 231—250.

106. Lithology and direct detection of hydrocarbons using geophysical methods.— symposium Geoph. soc. of Houston, 1973.

107. Lindseth R. O. Synthetic seismic via synthetic logs tells lithology from regular seismic.— Oil week, 1974, vol. 25, No 35, p. 64—66.

108. Lindseth R. O. Seislog process uses seismic reflection traces.— Oil and gas journal, 1976, vol. 74, No 43, p. 67—71.

109. *Lindsey J. P.* Bright spot: a progress report and look ahead.—World oil, 1974, No 5, p. 81—83.
110. *Dedman E. V., Lindsey J. P., Schramm M. W.* Stratigraphing. Modeling: a step beyond bright spot.—World oil, 1975, vol. 181, N 6, p. 61—65.
111. *Lindsey J. P., Schramm M. W., Nemeth L. K.* New seismic technology can guide field development.—World oil, 1976, vol. 182, No 7, p. 59—63.
112. *Mateker E. J., Wu C.* True amplitude data can indicate lithology.—World oil, 1971, vol. 172, No 5, p. 57—59.
113. *Michon D.* Seismic signal character preserved.—Oil. and gas journal, 1976, vol. 74, No 6, p. 65—71.
114. *Neidell K., Taner M.* Semblance and other coherency measure for multi-channel data.—Geophysics, 1971, vol. 36, No 3, p. 482—497.
115. *Newman P.* Divergence effects in a layered earth.—Geophysics, 1973, vol. 38, No 3, p. 481—488.
116. *O'Doherty R. F., Anstey N. A.* Reflections on amplitudes.—Geophysical prospecting, 1971, vol. 19, No 3, p. 430—458.
117. *Pennebaker E. S.* Method for prediction of abnormal pressures from routine or special seismic records. Pat. USA N 3898610, cl. 340-15, 5CP, 1975.
118. *Quay R. G., Ray C. H.* Method of seismic surveying by extracting and displaying seismic properties.—Pat. Great Brit. N 1457153, cl. GIG, 1974.
119. *Reynolds E. B.* Predicting overpressured zones with seismic data.—World oil, 1970, vol. 171, No 5, p. 78—82.
120. *Robinson E. A., Treitel S.* Net dowgoing energy and the resulting minimum-phase property of dowgoing waves.—Geophysics, 1976, vol. 41, No 6, p. 1394—1396.
121. *Savil C.* Bright spot in the energy picture.—Ocean industry, 1974, febr.
122. *Schoenberger M., Levin F. K.* Reflected and transmitted filter functions for simple subsurface geometrie.—Geophysics, 1976, vol. 41, No 6, p. 1305—1317.
123. *Schoenberger M., Levin F. K.* Apparent attenuation to intrabed multiples.—Geophysics, 1974, No 3, p. 278—291.
124. *Seismic stratigraphy applied hydrocarbon exploration.* Ed. R. M. Mitchum. Seminar Tulsa USA, 1977.
125. *Shah R. M.* Use of wave front curvature to relate seismic data with subsurface parameters.—Geophysics, 1973, vol. 38, No 5, p. 812—825.
126. *Sheriff R. E.* Inferring stratigraphy from seismic data.—American association of petroleum geologist bulletin, 1976, vol. 60, No 4, p. 528—542.
127. *Strick E. A.* A predicted pedestal effect for pulse propagation in constant Q solids.—Geophysics, vol. 35, N 3, 1970, p. 387—403.
128. *Sudhir J.* Sistem finds real amplitude in land seismic recordings.—Oil and gas journal, 1975, vol. 73, No 41, p. 68—75.
129. *Troyer A. W.* A simple theory for seismic difractions.—Geophysics, 1970, vol. 35, No 5, p. 762—784.
130. *Use of attenuation and other parameters for the seismic direct detection of hydrocarbon deposit/A. G. Averbuch, G. N. Gogonenkov, U. Patzer, L. I. Rapoport* — Proc. 23rd. Geophys. Simp., Sophia, 1979, p. 236—251.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Г л а в а I. Сейсмогеологические основы прогноза состава и свойств осадочных горных пород	6
1. Скорость распространения сейсмических волн	6
2. Поглощение и рассеяние	30
Г л а в а II. Влияние строения и свойств среды на кинематические и динамические характеристики отраженных волн	39
3. Кинематика отраженных волн	40
4. Динамические характеристики отраженных волн	56
5. Изучение свойств волн в тонкослоистых средах	76
Г л а в а III. Способы обработки полевых материалов	85
6. Восстановление амплитуд	85
7. Анализ эффективных ($v_{ОГТ}$) и интервальных скоростей	115
8. Оценка параметров затухания	131
9. Определение детального распределения упругих свойств по динамическим особенностям отраженных волн	137
10. Представление совокупности результатов обработки	144
Г л а в а IV. Прямые поиски нефтегазовых месторождений	150
11. Аномалии волнового поля, обусловленные залежами	152
12. Методика сейсмических исследований	169
13. Сейсмогеологические условия, благоприятные для прямых поисков	183
Г л а в а V. Прогноз аномально высоких пластовых давлений	186
14. Предпосылки выявления аномальных давлений	186
15. Составление и использование эталонных зависимостей	191
Г л а в а VI. Изучение литологии, возраста и условий осадконакопления	208
16. Прогноз состава и возраста пород толстых слоев	209
17. Определение тонкослоистой структуры разреза	217
18. Изучение условий осадконакопления	220
Заключение	224
Список литературы	226