

**Припятская впадина**

**Изучение  
сложнопостроенных  
структур  
геофизическими  
методами**

Министерство геологии СССР  
Управление геологии при Совете Министров БССР  
Белорусский научно-исследовательский  
геологоразведочный институт

ПРИПЯТСКАЯ ПЛАДИНА  
ИЗУЧЕНИЕ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ СТРУКТУР  
ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Сборник научных трудов

Минск 1977



2158

УДК 550.834

Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами. Минск, БелНИГРИ, 1977.

Сборник посвящен изучению сложнопостроенных структур Припятской впадины геофизическими методами разведки. Читатель найдет в нем описание системных подходов исследования геофизических полей, принципов их классификации, результаты частных методов сейсморазведки при изучении сложных структур продуктивных горизонтов под соляным экраном, определения скоростной характеристики сред и построения глубинных разрезов по материалам МОГТ, динамических зондирований геологических сред разночастотными импульсами упругих колебаний.

Сборник рассчитан на геофизиков и геологов, изучающих сложнопостроенные структуры в солянокупольных областях.

Таблиц - 4, рисунков - 41, библиография - 81 наименования.

Редакционная коллегия:

Б.В.Бондаренко (отв. редактор),

С.В.Клушин, Р.В.Тедеев

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ СИСТЕМНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ  
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Системные исследования составляют важнейшую черту научного знания. Наука как система знаний, говорит Е.А. Мамчур, естественно членится на относительно самостоятельные и вместе с тем связанные друг с другом научные дисциплины, каждая из которых, в свою очередь, определяет систему взаимосвязанных теорий [6]. То же самое можно сказать о геофизике, как системе конкретных взаимосвязанных между собой научных дисциплин. На современном уровне ее развития особенно ощутима тенденция изучения геологических объектов на основе принципов системно-структурного анализа геофизических полей [4,5]. Если исходить из понимания системы, как некоторой целостности иерархически организованного множества взаимозависимых элементов [7], то станет очевидным также и системность структур геофизических полей. В силу этого обстоятельства структурной геофизике присущи некоторые методологические принципы регионального значения, которые возводят ее в ранг самостоятельной дисциплины. Формализующей модели геофизических полей на различных уровнях их структурной организации.

Уже сейчас операционные процедуры, заложенные в системах автоматизированной обработки и анализа экспериментальных данных, позволяют выработать структурный реляционный каркас, состоящий из двух планов: плана выражения компонент поля, взаимозависимых между собой и всей системой в целом, и плана содержания, получаемого посредством интерпретации формального каркаса через соответствующие данные геологической истории. Здесь налицо функциональная совокупность двух понятий,

каждре из которых интерпретируется с помощью процедур общей теории систем и процедур, обеспечивающих их геологический смысл.

Выражение компонент поля в виде упорядоченной многоуровневой корреляционной модели всегда можно получить, применяя принцип аксиоматической процедуры членения и синтеза. В геологическую систему знаний ее превращает интерпретация. Она заключается в преобразовании информации о структурных признаках геофизических полей из одной системы формальных признаков в другую систему геологических понятий. Вводимый подобным образом язык с правилами, устанавливающими взаимосвязь формализованного представления о полях с содержательными аспектами геологической науки, как мы видим, перебрасывает мост между структурной геофизикой и теорией информации, сближает ее с теорией и практикой структурной геологии. Опираясь на это понятие, структурную геофизику можно определить как науку, изучающую структурные системы геофизических полей с точки зрения их преобразования в абстрактные коды, которые находятся в объективном соответствии с исследуемыми геологическими системами и способны замещать их в определенных соотношениях на различных уровнях структурной организации.

Поясним это определение на конкретном примере вычленения в гравитационном поле Земли  $\sigma$ ,  $\gamma$ ,  $\delta$  ритмов, которые Э.Э. Фотиади рассматривает как природные индикаторы соответственно симметрической (базальтовой), асимметрической (гранито-гнейсовой) и осадочной оболочек Земли. В этих рекомендациях виден принцип рассматривать геофизические поля с позиций структурализма сквозь призму специально препарированных для геологических целей геофизических систем или предельно формализованного кода. Здесь налицо иерархичность исходного поля, позволяющая использовать гибкие операционные вычислительные процедуры выделения и увязки в нем разночастотных компонент для установления границ геоструктурных комплексов различных уровней и классов, определения их ритмичности и расслоения и многих других

теоретических и прикладных задач геофизики. Для их решения эвристическое значение принципа формализации геофизических структурных систем трудно переоценить. Достаточно напомнить, что только структурные методы позволяют правильно организовать изучение всех аспектов строения геологических объектов и эффективно использовать современные средства вычислительной техники.

Будучи неотъемлемым элементом объективной реальности, геофизическое информационное поле дает качественную и количественную характеристику структурности и упорядоченной организованности природных объектов. Однако ценность поступающей на вход и циркулирующей внутри систем информации не обязательно определяется объемом новых данных. Неполноценная, отягощенная помехами информация может создать и создает (на изучаемом иерархическом уровне) большие трудности для оценки структурных моделей геологических объектов.

Известно, что достаточно развитые автоматизированные системы в геофизике базируются на электронно-вычислительных машинах, стандартном и специализированном периферийном оборудовании. Качество таких систем во многом определяется достоверностью съема, передачи и обработки информации. Однако достоверность не является единственным показателем качества функционирования систем. Очень важными показателями служат гибкость математического и программного обеспечения, количество времени на решение задач, стоимость и т.д. В общем случае показатель качества должен носить многоплановый (или векторный) характер. Многие системы автоматизированной обработки и интерпретации геофизических данных не удовлетворяют указанным требованиям. Поэтому при проектировании подобных систем возникает задача многокритериальной оптимизации. Так как цели оптимизируемых признаков не всегда совпадают, то возникает необходимость разработки систем приоритетов с соответствующими областями компромиссов. Учитывая сложность решения подобных задач, обычно ограничиваются оптимизацией лишь одного признака (такого, например, как достоверность).

Любая автоматизированная система обработки данных состоит из двух взаимосвязанных и взаимообусловленных компонент — технического оснащения и математического обеспечения. Под тех-

ническим оснащением обычно понимаются устройства вычислительной техники и связи с набором различного рода оконечного оборудования. Математическое обеспечение включает в себя программы анализа данных, запрограммированные процессы сортировки, преобразования, редактирования, передачи отображения и т.д.

Система должна предусматривать обработку информационных потоков по единой схеме на основе единообразных алгоритмов. Необходимая предпосылка оперативного функционирования системы — отделение творческих процедур интерпретации и принятие решения от рутинных операций обработки данных. Логика системы немислима без удовлетворения таких требований, как формализация стандартных этапов обработки и ее централизация, реализация принципа однократного ввода данных с их последующим многоцелевым использованием при проведении расчетов. Надежность и помехоустойчивость системы может быть улучшена введением разного рода избыточностей.

Объемы сигналов или меры сложности структур систем обработки должны превышать минимально необходимые для выполнения решаемых задач. Сигнальная (информационная) избыточность может быть использована для повышения помехоустойчивости и надежности систем обработки, структурная избыточность — только для повышения надежности.

Следуя Н.А. Железнову [3], определим информационную избыточность как отношение фактически используемой геофизической информации  $\mathcal{J}$  к минимально необходимому  $\mathcal{J}_0$  для выполнения с заданной вероятностью задачи (при отсутствии сбоев и отказов аппаратуры)  $\mathcal{J}/\mathcal{J}_0$ . Аналогично структурная (аппаратурная) избыточность будет характеризоваться отношением  $S/S_0$ , где  $S$  — мера сложности фактически применяемой, а  $S_0$  — мера сложности минимально необходимой структуры.

На практике, как правило, избыточности не вводятся изолированно. Вследствие этого при оценке избыточности следует учитывать коэффициент пространственного дублирования сигналов. Таким же образом при определении избыточности следует учитывать коэффициент временной загрузки системы, так как избыточность может быть связана не только с усложнением структуры, но и с увеличением времени обработки избыточных сигналов.

До введения понятия алгоритмической избыточности определим понятие алгоритмической эквивалентности. Два алгоритма можно считать эквивалентными, если у них совпадают области задания и области определения, но не совпадает система правил, переводящая из первой области во вторую. Результативность алгоритма — свойство, обеспечивающее получение результата через конечное число шагов [1]. В связи с этим из класса эквивалентных алгоритмов в принципе лучше выделен алгоритм минимальной сложности  $A_0$ , который обеспечивает с заданной вероятностью решение конкретной задачи. Как в предыдущих двух случаях, алгоритмическая избыточность определяется соотношением  $A/A_0$ , где  $A$  — мера сложности фактически используемого алгоритма. В качестве меры сложности алгоритма  $A$  может быть принято число используемых команд вместе с командами, обеспечивающими повышение достоверности вычислений.

Как ни важна сама по себе автоматизация анализа экспериментальной геофизической информации, подлинная эффективность автоматизированных систем не может быть достигнута до тех пор, пока отдельные этапы единого экспериментального цикла (восприятие, передача, структурное преобразование информации и ввод ее в ЭВМ, обработка и геологическое истолкование полученных результатов) будут искусственно разделены во времени. "Из всех характеристик вычислительных систем наиболее важную роль в отношении возможных последствий играют характеристики, как в интеллектуальном, так и в физическом смысле влияющие на простоту, универсальность и непосредственность взаимодействия человека с машиной" [8]. Сложившиеся формы взаимодействия человека с ЭВМ, когда экспериментальная информация сначала фиксируется на каком-либо промежуточном носителе и после вводится в ЭВМ, приводят к тому, что образуются разрывы между отдельными этапами экспериментального цикла и исчезает возможность обратного влияния результатов обработки и интерпретации на тактику проведения эксперимента. Если в автоматизированной системе не предусмотрена удобная возможность для просмотра исходных или промежуточных данных, затрудняется и удорожается процедура локализации и исправления ошибок. Отсутствие непосредственного контакта с ЭВМ приводит к тому, что часть функции человека, выполняемых на эвристическом уровне, приходится передавать маши-

не. В силу этого значительные затраты времени в современных автоматизированных системах связаны с такими вспомогательными операциями, как структурное преобразование вводимой информации, ее редактирование и т.д. В то же время известно, что визуальный анализ данных резко сокращает выполнение подобных процедур.

Отсутствие адекватного математического аппарата для выражения неформализованных механизмов человеческой деятельности затрудняет формализацию методов решения задач, которыми обычно пользуется исследователь. Мгновенный обмен информацией между человеком и вычислительной машиной может резко сократить сроки и качество выполнения "рутинной" части анализа геофизических реализаций. Объединение функциональных возможностей человека и вычислительной машины станет особенно благоприятным на стадии интерпретации. В этом случае вычислительные системы могут играть фактически эвристическую роль. Эвристический метод использования вычислительной машины тесно связан с идеями фон Неймана и похож на классический научный метод "гипотеза-дедукция-эксперимент". Только в этом случае эксперимент заменяется вычислением на машине. Согласно этому методу, на основе имеющейся априорной информации строится модель геологического строения нижнего полупространства. Затем решается так называемая "прямая задача", а результаты вычислений сравниваются с экспериментальными данными. После сравнения модель уточняется, и цикл повторяется [9].

Для современного кибернетического подхода характерна установка на аппроксимацию сложных объектов, т.е. изучение сложного происходит через отображающее его простое с последующим увеличением информационной содержательности моделей [2]. Эта тенденция развивается и в структурной геофизике. Ее будущее таит в себе неожиданные возможности, которые могут превзойти самые смелые ожидания.

#### ЛИТЕРАТУРА

И. А л ф е р о в а З.В. Теория алгоритмов. М., "Статистика", 1973.

2. Берг А.И., Спиркин А.Г. Кибернетика и диалектико-материалистическая философия.— В сб.: Проблемы философии и методологии современного естествознания. М., "Наука", 1973.

3. Железов Н.А. Проблема использования избыточности в информационных системах.— В сб.: Система обработки и передачи информации. Труды ЛИАП, Л., 1966.

4. Косыгин Ю.Г. Планетарные аспекты геологии.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.

5. Круть И.В. О категориальном базисе формализаций и математизации геологического знания.— В сб.: Математизация и автоматизация в геологических исследованиях. Л., ВСЕГЕИ, 1972.

6. Мамчур Е.А. Некоторые аспекты системного исследования знания.— В кн.: Кибернетика и современное научное познание. М., "Наука", 1976.

7. Месарович М., Мако Д., Такахага И. Теория иерархических многоуровневых систем. М., "Мир", 1973.

8. Фано Р. О роли организации службы передачи данных в жизни общества.— В сб.: Системы передачи данных и сети ЭВМ: М., "Мир", 1974.

9. Фон Нейман Дж. Теория самовоспроизводящихся автоматов. М., "Мир", 1971.

ЕСТЕСТВЕННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ  
ПРИПЯТСКОГО РИФТА

Припятский рифт является составной частью планетарного линейного Сарматско-Туранского линеймента земной коры протяженностью около 4000 км - от Подляско-Брестской впадины на западе до отрогов Гиссарского хребта на востоке [1]. В этой тектонически активной и весьма узкой зоне (100-150 км) наблюдается сочетание ряда пространственно связанных между собой разнохарактерных структур с последовательно "скользящими" во времени главными этапами их формирования.

В геологическом разрезе собственно Припятского рифта выделяются байкальский, герцинский и альпийский структурные комплексы. Они состоят из групп геологических систем, характерных формационных рядов различного литологического состава, разделены длительными стратиграфическими перерывами и угловыми несогласиями. В восточной части Припятского рифта герцинский комплекс непосредственно залегает на кристаллическом фундаменте. В составе комплекса широко распространены терригенно-карбонатные, глинисто-соленосные, эффузивные (щелочно-базальтовые) образования верхнего и среднего девона, а также терригенно-карбонатные образования карбона, суммарная мощность которых достигает нескольких километров. Эти данные могут служить свидетельством тектонической мобильности единой палеозойской Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой зоны с полициклическим развитием.

Изучая строение глыбовых форм фундамента рифтовых зон, мы ожидаем, что они будут отражаться в виде взаимосвязанных между собой компонент геофизического поля. Глубинная структура

выходит в нем на поверхность, как пласты геологических образований на краю обрыва. Мы видим в этом хотя и внешнюю, но наглядную связь геофизических и геологических структур.

В цоколе рифтовых зон, как правило, встречаются классы складчатых (геосинклинальных) комплексов, которые в глубоких срезях земной коры образуют глыбовую структуру со своей системой организации. Здесь налицо два взаимосвязанных уровня организации структурных систем. Цоколь же Припятского рифта сложен интенсивно дислоцированным и глубоко метаморфизованным литотектоническим комплексом позднего карелия [3]. Его складчато-глыбовая структура успешно изучается путем расслоения гравитационного и магнитного полей на целевые локальные высокочастотные компоненты. Они образуют отчетливо выраженные полосовые структуры положительных и отрицательных аномалий. При этом компоненты магнитного и гравитационного полей находятся в прямом соотношении между собой и расположены параллельно пограничным зонам всей системы в целом. Значение этого факта мы видим в том, что вся система геофизических полей подчиняет себе свойства и функции локальных уровней организации, устанавливая между ними и всей системой в целом глубокие взаимосвязи и логическое упорядочение.

Характерные и взаимосвязанные колебания гравитационного поля Припятского рифта на уровнях первого и второго порядков показаны на рис. I. На последующей (третьей) ступени системной организации взаимосвязи между элементами поля упрощаются. Последующее накопление информации в его структуре, когда количественные изменения переходят в качественные, могут возникнуть принципиально новые представления о строении изучаемых геологических объектов. В этой связи отметим важность проблемы многоуровневой классификации геофизических полей в качественной области как средства открытия нового знания. "Вне всякого сомнения, — пишет Г. Курсанов, — структурный анализ — при всей его противоречивости — имеет вполне определенное позитивное значение как один из специальных методов исследования конкретных объектов" [7].

Во-первых, сам факт изучения геофизических структур, их элементов, характера связей и отношений между ними и всей системой в целом является не только рациональным, но и необходи-

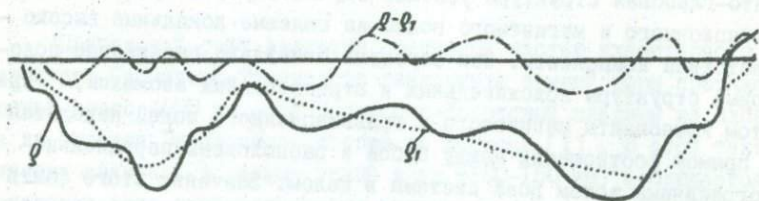


Рис. 1. Структура гравитационного поля Припятского рифта:  $g$  — суммарная кривая;  $g_1$  — компонента первого порядка;  $g - g_1$  — компонента второго порядка

мым. Система геофизических аномалий в данном случае определяется как единое целое, доминирующее над своими частями и состоящее из элементарных аномалий и связующих их отношений. Устойчивые статистические взаимосвязи между элементами системы образуют ее структуру. "Представить себе исследуемый объект как целостную структуру, элементы и части которой связаны познанной нами системой закономерных отношений и зависимостей, — подчеркивает Н.И. Кондаков в "Логическом словаре-справочнике", — это значит сделать огромный шаг в понимании природы и сущности объекта" [6].

Во-вторых, объекты потенциальных полей обладают свойствами дифференциального векторного расслоения со своими частотными характеристиками. Они образуют многослойную иерархию аномалий. В мотивированности подобных преобразований проявляется классифицирующая и симантическая функция изучаемых геофизических структур. Задача заключается в том, чтобы обосновать дифференциальную трансформацию как процедуру препарирования поля для геологических целей, используя наиболее низкие ступени его системной организации.

В-третьих, структурный анализ в геологическом смысле выражает идею когеренции систем, согласно которой истинность единичного может быть установлена только в связи с общим, со всей системой в целом на основе принципа ее внутренней согласованности.

Все это позволяет интерпретировать чисто системные свойства геофизических полей, изоморфно отображающие геологические объекты.

Как известно, дифференциальное расслоение потенциального поля избирательнее подчеркивает особенности соотношения тел в геологическом разрезе. Но при этом всегда следует иметь в виду необходимость реализации минимальных колебаний поля в системе, которые всякий раз, по мнению В.В. Федынского, следует определять, анализируя плотность и точность исходной съемки [10]. Предельные колебания поля по амплитуде и частоте, реально

выделяемые в конкретных системах путем их дифференциального расслоения, уместно, на наш взгляд, назвать пороговыми аномалиями.

Рассмотрим процедуру расслоения аномалий силы тяжести Припятского рифта. Для этого возьмем возможно самую простую формулу дифференцирования, которая трансформирует исходное поле в поле первых вертикальных производных [8].

$$F(g) = \frac{\bar{u}(r_1) - \bar{u}(r_2)}{r_2 - r_1}, \quad (I)$$

где  $\bar{u}(r_1)$ ,  $\bar{u}(r_2)$  — значение функции на окружностях с радиусом  $r_1$  и  $r_2$ , заменяемое средним значением в узлах линейного оператора (рис. 2а).

Теория функции с ограниченным спектром позволяет не только оценить полученное решение через саму функцию (I), но и во многом делает понятным эффект расстановки и выбора конечного числа узлов в операторе.

Для одномерного случая, когда оператор состоит из равноотстоящих узлов  $g_{K-2}$ ,  $g_{K-1}$ ,  $g_K$ ,  $g_{K+1}$ ,  $g_{K+2}$  с шагом  $S$ , формулу (I) правомерно записать так:

$$F(g) = \frac{(g_{K-1} + g_{K+1}) - (g_{K-2} + g_{K+2})}{2} \quad (2)$$

Далее рассмотрим действие оператора (2) на некоторую функцию  $g(x)$ , как это делает Р.В.Хемминг [II]. Сначала предположим, что  $g(x)$  простая синусоида

$$g(x) = e^{2\pi i b x} \quad (3)$$

Введем угловую частоту  $\omega = 2\pi b$ , измеряемую в радианах, где  $b$  — частота, измеряемая в циклах на единицу длины.

Тогда (3)

$$g(x) = e^{i\omega x}$$

или в  $k$ -ой узловой точке  $x = kS$  ( $k = 1, 2, 3, \dots$ )

$$g_k = e^{i\omega k S} \quad (4)$$

Принимая во внимание (2), получим оценку приближенного значения функции:

$$F(g) = \frac{e^{i\omega k S} [(e^{-i\omega} + e^{i\omega}) - (e^{-2i\omega} + e^{2i\omega})]}{2S} \quad (5)$$

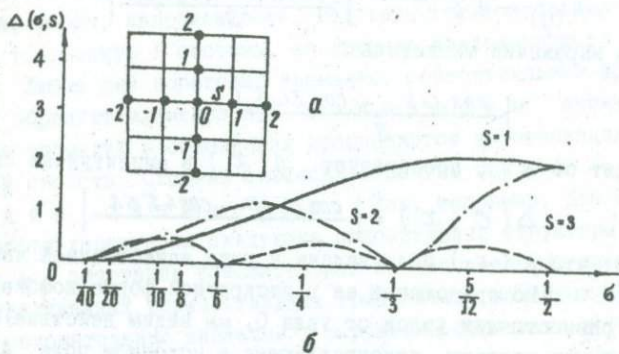


Рис. 2. Структура линейного оператора трансформации (а) и амплитудная характеристика фильтра (б)

Заменяя комплексное подставление тригонометрической функции

$$\cos \omega S = \frac{e^{i\omega S} + e^{-i\omega S}}{2},$$

имеем окончательный результат:

$$\bar{F}(Q) = 2 e^{i\omega S \kappa} \left| \frac{\cos \omega S - \cos 2\omega S}{S} \right| \quad (6)$$

В данном выражении множитель

$$\left| \frac{\cos \omega S - \cos 2\omega S}{S} \right|$$

не зависит от  $\kappa$ , преобразует  $g(x)$  в амплитудный спектр:

$$\Delta(\sigma, x) = \left| \frac{\cos 2\pi \sigma S - \cos 4\pi \sigma S}{S} \right| \quad (7)$$

Напомним, что  $g(x)$  была задана в виде единственной частоты  $\omega = 2\pi \sigma$ . Но представив ее в дискретной форме комбинацией четырех равностоящих узлов от узла 0, мы видим действие оператора на все частоты, присутствующие в исходном поле. Амплитудные характеристики функции (I) в зависимости от  $S$  показаны на рис. 2б. Если функция  $Q(x)$ , период которой  $T=A/n$  преобразуется коэффициентом

$$\left| \cos S \frac{2\pi n}{A} - \cos 2S \frac{2\pi n}{T} \right|,$$

то максимум функции будет при

$$\frac{\pi}{S} = \frac{2\pi n}{A},$$

т.е.

$$\frac{A}{n} = T = 2S \quad (8)$$

Это означает, что оператор с расстановкой узлов  $S = I$  (0,5 км в масштабе исходной съемки) будет выделять в суммарном поле аномальную компоненту с периодом  $I$  км. На таком отрезке по условиям съемки существует не менее 4 измерений необходимой детальности и точности, что удовлетворяет условию теоремы Котельникова. Таким образом, полосовой фильтр с расстановкой узлов с шагом  $S = I$  подавляет длиннопериодные (фоновые) компоненты исходного поля, усиливая амплитудную характеристику колебаний с полупериодом 0,5 км (рис. 2б). Это пороговые аномалии, которые можно выделить на современном уровне

изученности поля Припятского рифта. Мы видим их назначение в том, чтобы быть "строительным материалом" системной классификации геофизических структур.

Пороговые аномалии образуют ядро системы, а их простейшие соотношения составляют пары (или бипары). Дальнейшая процедура состоит в объединении их в группы от простых к сложным путем установления сходств и различий по признакам простирания, формы, напряженности, величины горизонтальных градиентов, т.е. опять в системы, но другого иерархического уровня.

Любые две пороговые аномалии, сопоставляемые друг с другом, образуют элементарную оппозицию аномалий. Сравнение аномалий в оппозициях производится на основании признаков свойств. Сходные признаки образуют при этом основание оппозиции. Так, например, для Припятского рифта характерны следующие оппозитивные структуры основания: а - сочетание положительных и отрицательных аномалий, резко увеличенных горизонтальных градиентов граничных зон систем; б - положительные аномалии в окружении отрицательного поля с переходными зонами ослабленных горизонтальных градиентов; в - сочетание полосовых положительных аномалий со смещением осей; г - полосовые зоны параллельного сгущения изоаномал. Образуют основу оппозиций, они доминируют во всей системе в целом (рис. 3).

Пороговые аномалии с различиями одного или нескольких признаков образуют оппозиции противопоставления (рис. 4). Для Припятского рифта характерны: а - пересечение аномалий с резко увеличенными горизонтальными градиентами граничных зон систем; б - пересечения аномалий с переходными зонами ослабленных горизонтальных градиентов; в - торцовые сочленения; г - виграции зон горизонтальных градиентов (разветвляющиеся, сходящиеся и эшлонированные); д - сочетания полосовых аномалий и аномалий мозаичного расположения. Оппозиции противопоставления выделяются на ограниченных отрезках под разными углами, образуя сложную "ткань" общей структуры поля Припятского рифта. При этом их динамические (амплитудные) характеристики по своей выразительности образуют достаточно устойчивые корреляции.

Оппозиции пороговых аномалий - это структуры, из которых складываются

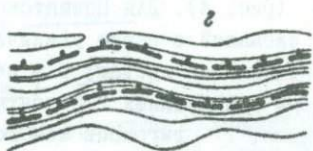
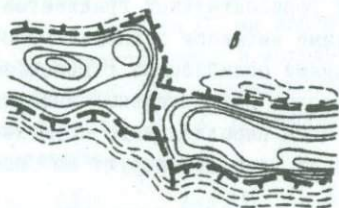
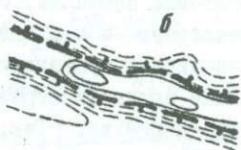


Рис. 3. Оппозитивные структуры основания: а - сочетание положительных и отрицательных аномалий резко увеличенных горизонтальных градиентов граничных зон; б - положительные аномалии в окружении отрицательного пика с переходными зонами ослабленных горизонтальных градиентов; в - сочетание полосовых положительных аномалий со смещением осей; г - полосовые зоны параллельного сгущения изобанал.

1 - изобаналы  $F(g)$ ; 2 - разрывные нарушения

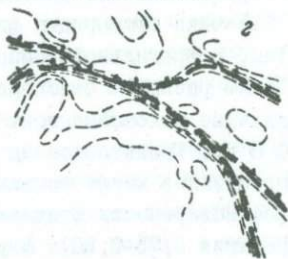


Рис. 4. Оппозитивные структуры противопоставления:  
 а - пересечение аномалий с резко увеличенными горизонтальными градиентами граничных зон систем; б - пересечение аномалий с переходными зонами ослабленных горизонтальных градиентов; в - торцовое сочленение; г - двусторонние виграши зон горизонтальных градиентов (разветвляющиеся, сходящиеся, эшлонированные); д - сочетание полосовых аномалий и аномалий мозаичного расположения.

1 - изоаномалы  $F(q)$ , 2 - разрывные нарушения

ва ется вся система в целом. Они коррелируют между собой тогда, когда локальные аномалии одной оппозиции взаимосвязаны друг с другом, как и другие аномалии в другой оппозиции. Так, отрезки оппозиции на рис. 3а и рис. 4а отчетливо коррелируются, образуя граничные зоны системы; на рис. 4а показаны аномалии, в сумме создающие сложнопостроенные зоны, параллельные между собой и внешними границами системы; прослеживаются по всей ее длине (100-150 км); на рис. 3г и 4д показаны аномалии, группирующиеся в переходных зонах между полосовыми максимумами и минимумами поля и т.д. Корреляция в элементарном составе исследуемых систем вырабатывает в них многоуровневую иерархию.

Припятский рифт — единая область проседания земной коры — возник на пологом своде, образованном наклонами поверхностей фундамента Украинского щита и Белорусского массива. Внешним прибортовым разломам рифта характерны оппозитивные структуры гравитационного поля, символизирующие сбросо-сдвиги, которые созданы комбинацией горизонтального растяжения и вертикального смещения (рис. 3а). Величина суммарного раздвига Припятского рифта достигает 5-10 км, а предельной компоненты вертикального смещения — 4-6 км. Таким размахом смещения характеризуются южная и северная пограничные полосовые зоны сложного дробления фундамента шириной 6-8 км. Гравитационные аномалии на рассмотренном уровне их организации имеют тесную корреляционную связь с современным рельефом поверхности фундамента Припятского рифта (коэффициент корреляции 0,75-0,80). В ряде структурных зон динамически отчетливо выраженные признаки гравитационного поля ослабевают, иногда сглаживаются, что определяется не только затуханием амплитудной характеристики разломов фундамента, но и экранирующим влиянием мощных соленосных толщ.

Локальные компоненты гравитационного поля и их оппозитивный анализ обособляют в основании Припятского рифта множество крутых сбросов, которые в сочетании образуют упорядоченную систему асимметричных горстов, грабенных и переходных зон (рис. 5). Диагональные разломы развиты на ограниченных участках гравитационных структур противопоставления.

Сбросы хорошо выражены в подсолевых и межсолевых терри-

генно-карбонатных отложениях, но постепенно уменьшают свою амплитуду вверх по разрезу, что свидетельствует о неоднократности тектонических активизаций, среди которых этапы герцинского тектогенеза были наиболее мобильными. На плоских вершинах горстов залегание терригенно-карбонатной толщи почти горизонтальное, но в приразломных зонах обнаруживаются деформации, образующие зональное расположение локальных антиклинальных складок. В грабенах подсолевые отложения образуют наложенные, очень пологие синклинальные мульды со сложной системой виргирующих сбросов и связанных с ними локальных структур. Характерные ветви таких сбросов показаны на рис. 4г. Вверх по разрезу в структурном плане терригенно-карбонатной толщи межсолевых задонско-елецких отложений выделяется сочетание сопряженных антиклинальных и синклинальных структурных зон, осложненных региональными разрывами, локальными складками, часто смещенными по отношению к структурам подсолевых отложений. Из сказанного следует, что логически упорядоченная система разрывных нарушений и образуемых ими структур поверхности фундамента Припятского рифта определяет не только особенности строения нижних этажей осадочного чехла, но и может прогнозировать их возможное расположение. Схема прогноза зон локальных структур подсолевых отложений с учетом выполненного анализа гравиметрического поля показана на рис. 6.

Важные свойства имеют внутрисистемные связи (корреляции) оппозитивных структур магнитного поля. Они достаточно хорошо отображают взаимное сочетание складчатых (геосинклинальных) форм субстрата Припятского рифта, в котором широко развита система изоклинальных складок гнейсовых толщ с телами основных пород, захваченных среди гранитоидных массивов доминирующей широтной зональности. Уровень системной организации этого класса структур тесно взаимосвязан с глыбовой структурой поверхности фундамента. Это выражается в том, что многочисленные разломы, создающие глыбовое строение основания рифта, приспособлены к внутренней структуре литотектонических комплексов докембрия; наиболее крупные из них наследуют разломы, развивающиеся в докембрийском субстрате самих литотектонических комплексов.

Рассмотрение всех этих вопросов выходит за рамки короткой статьи. Заметим лишь, что изученность Припятского рифта

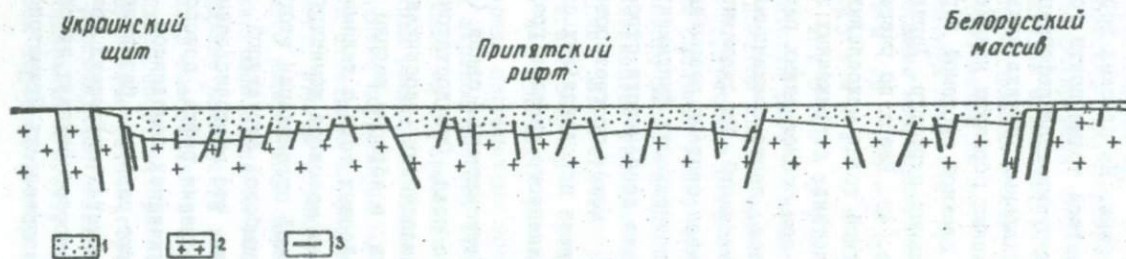


Рис. 5. Строение поверхности фундамента Припятского рифта (региональный профиль Ш-Ш):

В общей структуре оседания земной коры видны сочетания форм поверхности фундамента глыбового типа – горсты, грабены, переходные зоны между ними.

1 – осадочный чехол; 2 – поверхность фундамента; 3 – разрывные нарушения

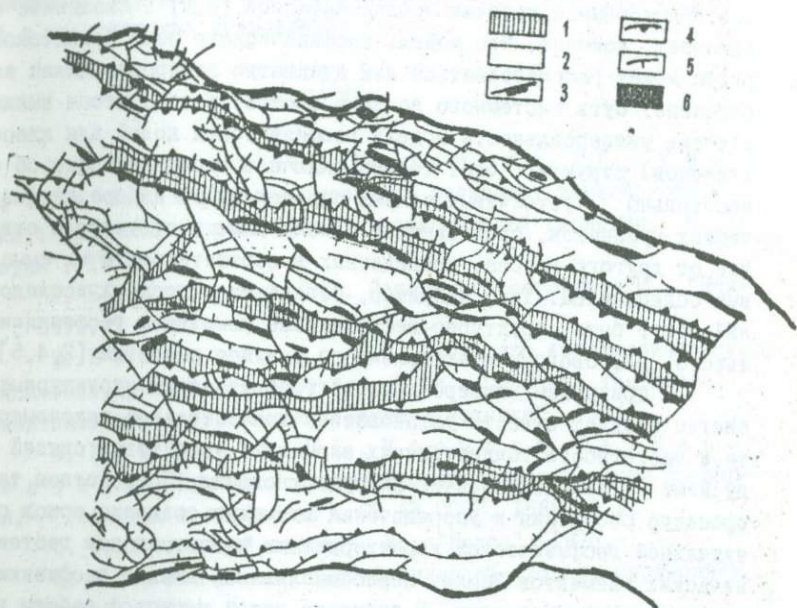


Рис. 6. Схема разрывных нарушений фундамента Припятского рифта (по Б.В. Бондаренко):

1 - горсты; 2 - грабены; 3 - граничные разломы; 4 - разломы, ограничивающие структуры второго порядка; 5 - разломы, ограничивающие структуры третьего порядка; 6 - локальные поднятия по поверхности подсолевых терригенно-карбонатных отложений

возводит его в ранг возможной эталонной модели подобного класса структур, достаточно подробно описанных Е.Е.Милановским, Л.В.Белоусовым и другими исследователями [2,9]. Сказанное не означает, конечно, что модель геофизического поля Припятского рифта может рассматриваться как адекватно воспроизводящая его строение. Суть системного подхода состоит в том, чтобы выявить степень универсальности модели геофизических полей для класса (классов) структур. Этот термин включает в себя понятие об относительно устойчивых связях определенного набора геофизических признаков, свойственных одному классу структур в отличие от другого класса, приведенных в соответствие с их смысловым содержанием. Так, например, объектами системных исследований могут быть структурно-вещественные комплексы геосинклинального, рифтового и платформенного режимов развития [2,4,5].

К признакам универсальности геофизических структурных систем следует отнести установление показательной закономерности и частотности тождественных аномалий, устойчивых связей между ними и, наконец, причин их существования. Посредством таких процедур обобщения и упорядочения возможно создание основ сравнительной геофизической характеристики известных нам геотектонических элементов Земли, переосмысливание данных геофизики на уровне структурных наук. В процессе такой черновой работы возникнет подлинно научная теория универсальных геофизических систем-эталонов и правил перехода (соответствия) к характеризующим тектонокомплексам. Мы не стремились дать решение этой проблемы в целом; наша цель заключалась в описании геофизических полей Припятского рифта в рамках объективных исследований логически построенных структурных систем, специально препарированных для изучения фундамента самого рифта. Этой цели отвечает композиция статьи, основанная на методологических принципах системных исследований: аксиоматической процедуре, естественном восхождении от простого к сложному, от конкретного к абстрактному и т.д.

В свое время Паскаль писал: "Принципы не доказываются подобно теоремам в математике, их надо почувствовать, а затем осознать". Дать почувствовать и осознать эти принципы — задача структурной геофизики, выработавшей основы теории системных подходов изучения взаимозависимости

ных природных геофизических и геологических структур. Только в этом плане геофизика как наука может претендовать на успешное применение частных методик в области теоретических исследований и практических приложений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.М. Сарматско-Туранский линеамент земной коры.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной геологии. М., "Наука", 1971.
2. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М., "Недра", 1975.
3. Бондаренко Б.В. Структура кристаллического фундамента Припятского прогиба.— В кн.: Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск, "Наука и техника", 1974.
4. Борукаев Ц.Б., Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М. Принципы тектонического районирования докембрия.— "Геология и геофизика", СО АН СССР, 1969, № 1.
5. Геологический словарь. М., "Недра", 1973.
6. Кондаков Н.И. Логический словарь-справочник. М., "Наука", 1975.
7. Курсанов Г. Современный структурализм. Рапионализм и диалектика в концепции знания Ноэля Мулуда.— В кн.: Н. Мулуда "Современный структурализм". М., "Прогресс", 1973.
8. Миرونнов В.С. Курс гравиразведки. Л., "Недра", 1972.
9. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М., "Недра", 1976.
10. Федьинский В.В. Курс геофизики. М., "Недра", 1964.
11. Хемминг Р.В. Численные методы. М., "Наука", 1968.

ИЗУЧЕНИЕ СКОРОСТЕЙ УПРУГИХ ВОЛН  
НА ОБРАЗЦАХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Эффективность сейсморазведки при поиске нефтеспективных структур в районах, осложненных солянокупольной тектоникой, во многом зависит от знания скоростного разреза среды. С этой целью обычно применяются сейсмический и акустический методы изучения разрезов скважин. Однако для определения влияния различных факторов (плотности, пористости, трещиноватости, насыщенности пор флюидами и т.д.) и термодинамических условий (давления и температуры) на скорость прохождения упругих волн наибольшую ценность имеют лабораторные методы исследования образцов горных пород.

Данная работа посвящена изучению влияния высокого всестороннего давления до 4 кб, температуры до 160°C и пористости и насыщенности пор флюидами на скорость продольных волн в образцах некоторых осадочных пород, отобранных из скважин Припятской впадины. Испытания проводились на установке в лаборатории высоких давлений Института физики Земли АН СССР. Аппаратура и методика проведения опытов подробно описаны в работах [1,2]. Отметим лишь, что давление создавалось сжатием азота с помощью системы компрессоров. Нагревание образцов горных пород производилось в специально сконструированной печи, размещенной внутри камеры высокого давления. Скорость упругих волн определялась ультразвуковой аппаратурой, состоящей из стандартного импульсного генератора типа Г5-15, широкополосного усилителя типа УИИ-10, электронного осциллографа типа С1-13А и пьезоэлект-

рических преобразователей из керамики пирконат-титаната свинца (ЦТС-19, ЦТС-21) частотой 1 и 1,9 МГц.

Закономерности изменения скорости продольных волн в горных породах под влиянием давления изучались многими исследователями. Наши опыты хорошо согласуются с их работами [3-5]. Основные различия, наблюдаемые нами при изучении упругих свойств каменной соли, опубликованы [6]. На рис.1 представлены некоторые результаты исследования образцов карбонатных межсолевых и подсолевых пород. Как показано на рисунке, воздействие всестороннего давления приводит к увеличению скорости продольных волн, особенно при давлении до 1-2 кб. Так, в интервале давлений 0,001+2 кб в образцах межсолевых известняков 120 и 238 скорость возрасла соответственно на 8,45 и 8,37%, а в интервале давлений 0,001-4 кб - на 11,5 и 11,35%. Такая же закономерность наблюдается и в образцах мергеля 209 и доломитизированного известняка 285 из подсолевых отложений. В них скорость  $V_p$  возрасла в интервале давлений 0,001-2 кб соответственно на 11 и 4,35%, а в интервале давлений 0,001-4 кб - на 14,2 и 5,02%. Объясняется это тем, что при увеличении давления начинают закрываться щелеобразные поры и микротрещины. В результате улучшения акустических контактов между зернами скорость прохождения упругих волн в породе возрастает. После закрытия микрощелевых пор дальнейшее увеличение давления приводит к более плавному возрастанию скорости с постепенно уменьшающимися градиентами. Это связано, главным образом, с уменьшением межгранулярных объемных пор и повышением упругих модулей породообразующих минералов [4].

Поскольку размеры микрощелевых пор в породах могут быть различными, процесс закрытия пор и связанный с ним характер зависимости скоростей упругих волн от давления также неодинаковы [4]. Правда, прямой связи между степенью возрастания скорости упругих волн и величиной пористости образцов не наблюдается. На рис.2а представлены зависимости скорости  $V_p$  от давления для шести образцов плотных доломитов, однородных по минеральному составу, но различающихся по пористости. Данные о глубине отбора, возрасте, пористости, проницаемости и скоростях продольных и поперечных волн при атмосферном давлении и комнатной температуре приведены в таблице. Как видно из рис.2а и та-

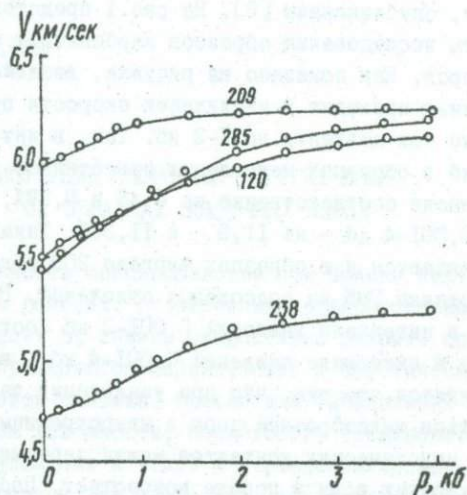


Рис. 1. Зависимость скорости  $V_p$  от давления для некоторых осадочных пород из скважин Припятской впадины:

120 - известняк, Шатилковская Р-2 (3448-3450 м); 209 - мергель, Осташковичская Р-6 (3478-3484 м); 238 - известняк, Осташковичская Р-6 (2709-2713 м); 285 - доломитизированный известняк, Осташковичская Р-6 (3507-3516 м)

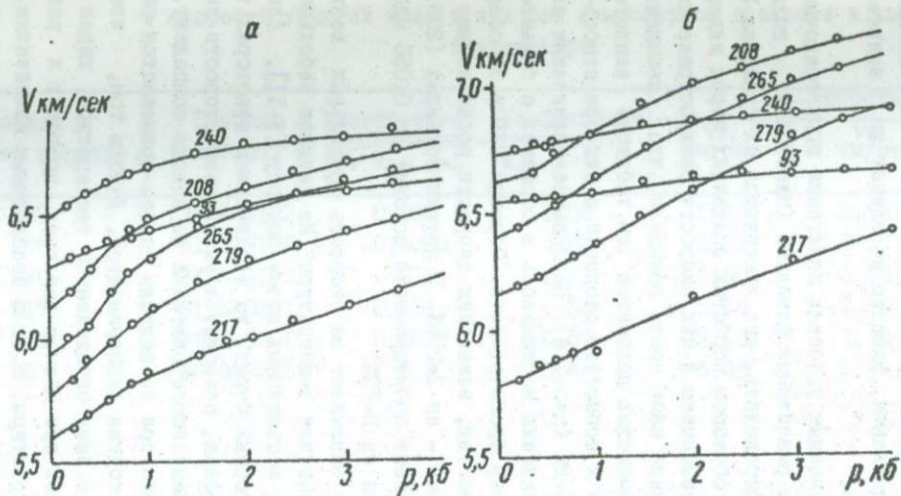


Рис. 2. Зависимость скорости  $V$  от давления в образцах доломитов: 279, 265, 240, 217, 208 и 93 из скв. Давыдовская Р-10:  
 а) ненасыщенные;  
 б) насыщенные пластовой водой

блипы, наибольшими значениями коэффициента пористости обладают образцы 240 и 279 (соответственно 1,21 и 1,08%), а наименьшими образцы 93 и 208 (0,44 и 0,59%). Увеличение же скорости продольных волн для этих пород при поднятии давления до 4 кб составляет соответственно 5,8, 14,5, 5,25 и 11,8%. Видимо, щелеобразная пористость, определяющая, в основном, изменения скорости при увеличении давления, заметно не влияет на величину эффективной пористости.

Так как в естественных условиях залегания поры осадочных горных пород заполнены различными флюидами (пластовая вода, нефть и т.д.), важно определить, как изменяются их свойства. Известно, что насыщение образцов пористых осадочных пород жидкостями сопровождается повышением в них скорости распространения упругих волн. Проведенные нами опыты показали, что насыщение образцов плотных малопористых доломитов (см. таблицу) аналогом пластовой воды привело к повышению скорости в них при атмосферном давлении на 3,6+8% (рис. 2 б). Наибольшее увеличение скорости при изменении давления наблюдалось в образцах с большими величинами коэффициентов проницаемости. Образцы 240 и 93 обладают нулевой проницаемостью, изменения скорости после насыщения оказались небольшими - на 2+2,5%. В других образцах (208, 265, 279, 217) коэффициент проницаемости доходит до 0,056 мДс, скорость в них возрасла на 9+13%.

Какое же влияние оказывает на скорость продольных волн в горных породах воздействие температуры? Из анализа небольшого числа исследований, посвященных этому вопросу [7-11], следует, что нагревание горных пород, за исключением некоторых типов вулканических аморфных, приводит к уменьшению скорости упругих волн. Однако данные исследователей не всегда совпадают. Это объясняется тем, что при проведении опытов применяется различная аппаратура и методика экспериментов. Дело в том, что нагревание горных пород выше определенной температуры, характерной для каждой из них при данном давлении, приводит к разрушению внутренней структуры, т.е. к необратимым изменениям. Поэтому для характеристики влияния температуры на скорость упругих волн методика проведения экспериментов должна учитывать эти необратимые изменения. Рассмотрение нами известных методик проведения экспериментов при высоких термодинамических па-

Коэффициенты пористости и проницаемости доломитов из скв. Давыдовская Р-10  
и скорости упругих волн в них при атмосферном давлении и комнатной  
температуре

Порода и номер образца	Глубина отбора, м	Коэффициент проницаемос- ти $K_{пр}$ , мД	Коэффициент пористости $K_p$ , %	Скорость		
				$V_p$ , км/сек	$V_s$ , км/сек	$V_p/V_s$
Доломит 279	3176-3182	0,056	1,08	5,76	3,13	1,84
Доломит 265	3182-3188	0,0034	0,80	5,92	3,30	1,79
Доломит 240	3188-3195	0	1,21	6,50	3,53	1,84
Доломит 217	3195-3201	0,051	0,84	5,59	3,05	1,83
Доломит 208	3195-3201	0,0052	0,59	6,12	3,45	1,78
Доломит 93	3219-3225	0	0,44	6,30	3,44	1,83

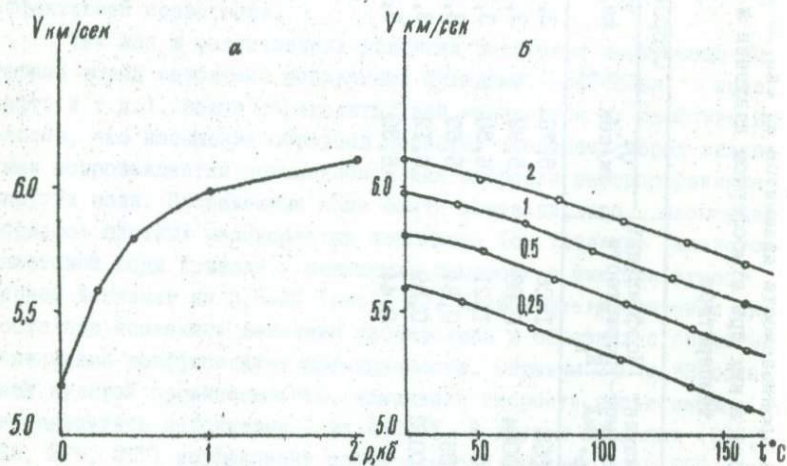


Рис. 3. Зависимость скорости продольных волн в образце известняка: из скв. Осташковичской Р-15:

а) от давления при температуре  $20^{\circ}\text{C}$ ;

б) от температуры при постоянных давлениях 2,1, 0,5 и 0,25 кб

раметрах [12] показало, что применяемые методики не позволяли получать достоверные сведения о степени воздействия температуры на скорость упругих волн.

В нашей работе [12] предложена и подробно описана методика, позволяющая получать хорошие результаты при одновременном воздействии на горные породы высокого давления и высокой температуры. На рис.3 представлены результаты, полученные по этой методике для образца известняка из скв.Осташковичская Р-15. Увеличение давления от атмосферного до 2 кб приводит к возрастанию скорости  $V_p$  с 5,2 до 6,1 км/сек. Нагревание же образца известняка до 160°C при давлении 2 кб уменьшает величину скорости до 5,7 км/сек. Такая же картина наблюдается и при давлениях 1, 0,5 и 0,25 кб, но с уменьшением давления в последующих циклах степень изменения скорости несколько повышается. Хотя воздействие температуры на скорость  $V_p$  несколько меньше, чем влияние давления, оно все же достаточно для того, чтобы его учитывать при интерпретации геофизических данных.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Во л а р о в и ч М.П., Б а л а ш о в Д.Б. Исследование скоростей упругих волн в образцах горных пород при давлении до 5000 кг/см<sup>2</sup>. -Изв. АН СССР, сер.геофизическая, № 3,1957.
2. Б а в к Е.И., Т е д е е в Р.В. Влияние температуры на скорость продольных волн в горных породах при высоких давлениях. -В сб.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, "Наукова думка", 1971.
3. Физические свойства горных пород при высоких давлениях. Труды ИФЗ АН СССР, № 23 (190), 1962.
4. Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях. Труды ИФЗ АН СССР, № 37 (204), 1966.
5. Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., "Наука", 1971.
6. Во л а р о в и ч М.П., Б а в к Е.И., Т е д е е в Р.В. Изучение упругих свойств каменной соли при высоких всесторонних давлениях до 4 кб. ДАН БССР, т.ХVI, № I, 1972.
7. Elasticity of igneous rocks at high temperature and pressures, Bull. Geol. Soc. Amer 54. 1943.

8. Hughes S., Jones H.J. Elastic wave velocities in sedimentary rocks *Trans. Amer. Geophys. union* 32. 1951.

9. Хьюз Д., Моретт К. I. Скорости упругих волн в гранитах при изменении давления и температуры. 2. Скорости упругих волн в основных изверженных породах при изменении давления и температуры.—В кн.: Ультразвук в геофизике. М., "Мир", 1964.

10. Лебедев Т.С., Шаповал В.И., Корчин В.А. Исследование влияния высоких давлений и температур на скорость упругих волн в некоторых породах Украинского щита.—В кн.: Геофизический сборник Института геофизики АН УССР. Киев, "Наукова думка", 1969.

11. Авчян Г.М., Матвеевко А.А. Влияние насыщающей жидкости на скорость распространения продольных волн в осадочных породах при высоких давлениях и температурах.—Изв. АН СССР, сер. физика Земли, № 3, 1969.

12. Банк Е.И., Тедеев Р.В. Скорость продольных волн в образцах горных пород при одновременном воздействии высокого давления и температуры.—Изв. АН СССР, сер. физика Земли, № 8, 1974.

УДК 550.834(476)

Е.А.БАЗАНОВА, С.П.ДИКАРЕВА

### О ДЕТАЛЬНОМ СКОРОСТНОМ СТРОЕНИИ ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

При интерпретации сейсмических волновых полей большое значение имеет правильный выбор физической модели, аппроксимирующей реальный разрез. Для построения ее необходимо знать свойства разреза, особенно его скоростное строение. В последние годы все большее распространение находит тонкослоистая модель реальной среды, наиболее полно отражающая значительную дифференциацию пород по вертикали, выявляемую при акустическом каротаже скважин. Наша задача состояла в том, чтобы детально изучить скоростное строение подсолевых отложений северной части Припятской впадины и определить основные закономерности его изменения в пределах отдельных площадей.

Скоростная характеристика подсолевых карбонатных и терригенных отложений, а также пород верхнепротерозойского комплекса изучена на основе обработки материалов акустического каротажа для разрезов скв. 55-и, 14-и и 9-и соответственно от Дроздовской площади до Сосновской в широтном и от Северо-Чернинской до Южно-Вишанской площадей в меридиональном направлении.

По результатам обработки кривых интервального времени  $\Delta T$  построены скоростные кривые  $V_{\Delta t}(H)$  с шагом 0,4-1,0 м и аппроксимирующие их модели различной степени детальности. С целью количественной оценки скоростных параметров для каждой толщи вычислялись по программе "Геостатистика" на ЭВМ "минек-22" (автор Лобовкин Л.И.) среднепластовая скорость  $\bar{V}_{\Delta t}$ , среднеквадратическое отклонение  $\sigma$ , коэффициент вариации  $\gamma_v$  и гис-

тограммы распределения скорости по разрезу. Анализ показал, что величина  $\bar{V}_{пл.}$  карбонатной толщи изменяется от 5,7 до 6,3 км/сек, т.е. в 1,1 раза, в то время как величина средне-квадратического отклонения  $\sigma$ , характеризующего степень скоростной дифференциации среды, изменяется от 0,4 до 0,85 км/сек, т.е. в 2,1 раза. Гистограммы распределения скорости в подавляющем большинстве случаев одномодальные, в различной степени асимметричны, с максимальной частотой для высоких значений скорости. Как правило, наибольшую частоту имеют значения  $V > 6,0$  км/сек, что определяется в целом карбонатным составом отложений. Для подсолевых терригенных и верхнепротерозойских пород значения  $\bar{V}_{пл.}$  и  $\sigma$  соответственно составляют:  $\bar{V}_{пл.} = 4,3-4,5$  км/сек,  $\sigma = 0,45-0,7$  км/сек и  $\bar{V}_{пл.} = 4,0-4,3$  км/сек,  $\sigma = 0,25-0,4$  км/сек, что говорит о значительной однородности отложений. Терригенные отложения характеризуются одномодальными, в ряде случаев практически симметричными гистограммами, с наибольшей частотой значений скорости  $V = 4,4-4,5$  км/сек. Для пород верхнепротерозойского комплекса гистограммы также в основном одномодальные, но чаще симметричные, с максимальной частотой для значений скорости от 3,7 (Южно-Дроздовская Р-1) до 4,5 км/сек (Южно-Вишанская Р-21).

Таким образом, статистические характеристики скоростных параметров пород дают представление о преимущественном литологическом составе отложений, степени скоростной дифференциации разреза, связанной с разнообразием литологических разностей, определяют основные закономерности их распределения в разрезе.

Наряду с количественной оценкой скоростной характеристики подсолевых отложений выполнен качественный анализ распределения скоростей по разрезам отдельных скважин и в целом по региону на основе корреляции основных особенностей скоростного строения подсолевых отложений для каждого горизонта (рис. 1-4).

Евлановские отложения карбонатной толщи ( $D_3^{ев}$ ), представленные чередованием различных типов пород, в целом аппроксимируются пачкой слоев с пониженной скоростью ( $\bar{V}_{пл.} = 5,5-5,9$  км/сек). Мощность отложений в пределах региона закономерно увеличивается в юго-восточном направлении от 35-40 м на Дроздовско-Любанской площади до 110 м на Сосновской (в основном за счет нижней части горизонта).

Анализ детальных скоростных кривых (аналогов кривых  $\Delta T$  в скоростном выражении) позволил выделить и прокоррелировать несколько интервалов (пачек или слоев), различающихся величиной  $\bar{V}_{пл.}$  и степенью скоростной дифференциации внутри пачки. На рис. 1 и 2 модели скоростного строения подсолевых карбонатных отложений совмещены на уровне кровли евлановского горизонта для удобства сопоставления внутренней структуры толщи и ее мощности. Пачка I имеет квазипериодическое строение (практически равномерное переслаивание низко- и высокоскоростных пропластков) и аппроксимируется однородным слоем с  $\bar{V}_{пл.} = 5,0 - 5,8$  км/сек, в основном 5,4-5,6 км/сек. Суммарная мощность пачки изменяется от 5 до 17 м в зависимости от количества составляющих пропластков и их мощности. В ряде скважин (Сосновские Р-24, Р-28, Р-30, Мармовичская Р-2, Давыдовские Р-2, Р-24 и др.) пачка I практически отсутствует. Ниже по разрезу выделяется высокоскоростной, в целом однородный слой 2 карбонатно-сульфатного состава (мощность 6-10 м,  $\bar{V}_{пл.} = 5,7-6,3$  км/сек) и пачка 3 квазиоднородного (Северо-Калиновская Р-6, Борисовская Р-2, Оземлинская Р-1 и др.) или слоисто-однородного строения (Дроздовская Р-2, Восточно-Дроздовская Р-1, Северо-Калиновская Р-1, Чернинская Р-2; Малынская Р-3 и др.). Мощность пачки — 5-12 м, величина перепада скорости  $\Delta V_{пл.}$  со слоем 2 равна 0,5-0,7 км/сек. В большинстве разрезов в центральной и восточной частях зоны пачка 3 подразделяется на два слоя с  $\Delta V_{пл.} = 0,5-0,8$  км/сек (Мармовичские Р-2, Р-8, Давыдовские Р-2, Р-23, Сосновские Р-13, Р-18 и др.). Имеет место аппроксимация интервалов 2 и 3 слоем с повышенной скоростью (Чернинская Р-5; Северо-Чернинские Р-2, Р-4, Мармовичская Р-11, Сосновская Р-28 и т.д.).

Для ряда разрезов западной части зоны (Северо-Калиновские Р-1, Р-6, Калиновская Р-3, Борисовская Р-2, Р-4 и др.) пачка 3 является переходной от высокоскоростного слоя 2 к низкоскоростному слою 4, присутствующему в разрезах евлановского горизонта в пределах всего региона. В большинстве случаев между пачкой 3 и слоем 4 выделяются маломощные пропластки 3', 3'', 3''' с  $\Delta V = \pm 0,5-1,0$  км/сек (Сосновские Р-18, Р-28, Мармовичские Р-8, Р-11, Южно-Вишанские Р-21, Р-23, Северо-Чернинские

Р-2, Р-4 и т.д.). Мощность низкоскоростного пласта 4 с  $\bar{V}_{\text{пл.}} = 4,3-5,2$  км/сек увеличивается от 4-6 м на западе до 8-12 м в центральной и восточной частях региона, где более сложным становится его внутреннее строение и соответственно увеличивается величина  $\bar{V}_{\text{пл.}}$ . Наконец, в нижней части евлановского горизонта выделяется пачка 5 тонкочередующихся слоев и пропластков, величина перепада скорости  $\Delta V$  которых составляет 0,3-0,9 км/сек, в основном 0,5-0,6 км/сек. Характерной особенностью является закономерное увеличение мощности пачки в юго-восточном направлении от 10 до 45 м и соответственно усложнение ее внутренней структуры от практически однородного слоя (Дроздовская Р-2, Любанская Р-1 и др.) до четко выраженного ритмичного строения в центральной и восточной частях зоны.

Итак, наиболее выдержанными скоростными неоднородностями евлановского горизонта в пределах региона оказались слои 1,5 и квазиоднородные слои 2,4. На отдельных площадях устойчивостью строения отличается также интервал между слоями 2 и 4.

Высокоскоростные, преимущественно карбонатные породы воронежско-саргаевского ( $D_3'vr - D_3'sr$ ) горизонта составляют нижнюю подтолщину подсолевого карбонатного комплекса и могут быть в целом аппроксимированы практически однородной пачкой с  $\bar{V}_{\text{пл.}} > 6,0$  км/сек с отдельными маломощными низкоскоростными слоями и пропластками глинисто-мергельных пород. В пределах исследуемых площадей подавляющее большинство разрезов подтолщину относится к известняково-доломитовому и доломитовому типам.

Мощность воронежского горизонта увеличивается от 10-12 м на Дроздовско-Любанской площади до 70 м на Сосновской. Преобладающий карбонатный состав отложений обуславливает значительную однородность разреза, за исключением ряда скважин в восточной части региона (Давыдовская Р-18, Сосновские Р-18, Р-28 и др.), где проявляется ритмичность строения (величина  $\Delta V$  слоев и пачек - 0,45-0,65 км/сек). Слоистость отложений характерна для разрезов многих скважин, но поскольку величина перепада скорости  $\Delta V$  составляет всего 0,25-0,4 км/сек, разрез в целом представляется однородной пачкой с  $\bar{V}_{\text{пл.}} = 6,4-6,8$  км/сек. В разрезах Северо-Калиновской Р-6, Чернинских Р-3 и Р-5, Мармовичской Р-II и других скважин скоростная дифференциация отложений горизонта практически отсутствует.

Для западных разрезов (Дроздовская Р-2, Любанская Р-1, Северо-Калиновская Р-1 и др.) характерно двуслойное строение горизонта: верхний - с повышенной, нижний - с пониженной скоростью, величина  $\Delta V$  слоев - 0,35-0,55 км/сек. Характерным репером служит глинисто-мергельная пачка с  $\bar{V}_{пл} = 4,0-5,0$  км/сек в низах горизонта, мощность ее уменьшается от 8-12 м в центральной и восточной частях региона до 2-3 м на западе вплоть до выклинивания. Мощность пачки с одновременным увеличением среднепластовой скорости уменьшается также в сводовых частях локальных структур. Контакт воронежского горизонта с покрывающими евановскими отложениями преимущественно резкий ( $\Delta V = 0,7-1,2$  км/сек) или осложнен присутствием слоев с промежуточной скоростью (Сосновские Р-18, Р-28, Р-30, Шатилковская Р-8). Граница с нижележащими породами семилукского горизонта четко устанавливается по подошве глинисто-мергельной пачки, в других случаях она менее резкая, так как приводится в толще однотипных пород (западная часть региона).

Как известно [1,2], семилукские отложения ( $D_3 sm$ ) подразделяются по литологическому составу на 3 пачки: нижнюю - карбонатно-глинистую (глинистые известняки с прослоями мергелей и глин), среднюю - известняковую, сложенную органогенными известняками и доломитами и их вторичными разностями, и верхнюю - доломитовую, состоящую из метасоматических доломитов, реже - известняков. Однако полнота разреза не везде одинакова, мощность горизонта увеличивается от 18-20 м на западе до 30-35 м в восточной части региона, в сводовых участках она меньше, чем в крыльевых и периклинальных, где более разнообразен и вещественный состав пород (рис.1,2). Семилукские отложения в основном имеют меньшую среднепластовую скорость по сравнению с ниже- и вышележащими породами. Трехслойное строение горизонта (нижний слой с пониженной скоростью, средний - с повышенной и верхний - с пониженной или повышенной по сравнению со средним) характерно для многих разрезов региона (Северо-Калиновская Р-1, Лино-Вишанские Р-21, Р-23, Р-25, Р-26, Сосновская Р-24, Давыдовская Р-5 и др.). Величина перепада скорости  $\Delta V$  выделенных слоев составляет 0,4-0,7 км/сек. Но в большинстве случаев наблюдается двуслойное строение: нижний слой с пониженной и верхний - с повышенной скоростью,  $\Delta V = 0,3-0,6$  км/сек. Встречают-

ся практически однородные по своим скоростным параметрам раз -  
рези семилукского горизонта (Чернинская Р-5, Моисеевская Р-1,  
Северо-Чернинская Р-4 и др.) или слоисто-однородные с величи -  
ной перепада скорости  $\Delta V = 0,3-0,4$  км/сек (Борисовские Р-2,  
Р-4, Оземлинская Р-1, Мармовичская Р-8 и т.д.) и  $\Delta V = 0,4-0,8$  км/сек (Сосновские Р-13, Р-28, Чернинская Р-3 и др.). Граница с нижележащим саргаевским горизонтом проводится по подошве пласта глинистого доломита, в большинстве случаев величина  $\Delta V = 0,2-0,4$  км/сек, реже  $- 0,5-0,7$  км/сек, т.е. граница не является резкой.

Таким образом, семилукские отложения характеризуются разнообразием скоростных моделей строения, что указывает на неоднородность состава пород и различие их коллекторских свойств.

Наиболее выдержанные по мощности (33-43 м) и литологическому составу отложения саргаевского горизонта ( $D'_2 sr$ ), скоростное строение которых в целом однотипно для всего региона. Выделяются 2 пачки [1,2]: нижняя, отличающаяся более высоким содержанием глинистого материала и присутствием в разрезе сульфатных пород, и верхняя - существенно карбонатного состава с преобладанием известняков в одних разрезах и доломитов - в других. В соответствии с особенностями литологического состава практически все разрезы саргаевского горизонта четко подразделяются на верхний однородный высокоскоростной слой карбонатного состава (увеличение доломитизации в западном направлении и в сводовых участках структур) и нижнюю пачку с переслаивающимися низко- и высокоскоростными породами со ступенчатым уменьшением скорости к подошве горизонта. Различие скоростных моделей саргаевских отложений состоит в величинах среднепластовой скорости верхней пачки и степени скоростной дифференциации пород в нижней части горизонта. Обычно верхняя пачка имеет максимальную скорость среди пород подсолевой карбонатной толщи (или равную скорости доломитовых разностей воронежских отложений), однако возможны различные соотношения среднепластовых скоростей карбонатных пород вплоть до минимальной в саргаевских и максимальной в семилукских отложениях.

Основные особенности скоростного строения подсолевых карбонатных отложений и детали внутренней структуры горизонтов, характерные для региона, еще более отчетливо проявляются в пределах отдельных площадей (рис. 2).

Анализ детального скоростного строения подсолевой карбонатной толщи и нижней части ливенских отложений позволяет говорить о необходимости изучения условий образования максимальной фазы отраженной волны от поверхности подсолевых отложений для уточнения ее стратиграфической привязки. При помощи метода ВСП можно определить с некоторой погрешностью положение в разрезе пачки, с которой связана отраженная волна, но нельзя точно определить глубину ее кровли, мощность и скоростные параметры. Решение вопроса о стратиграфической привязке отраженных волн возможно только при совместном использовании данных ВСП и теоретических расчетов сейсмограмм на основе результатов акустического каротажа скважин. В зависимости от частоты падающего импульса интервал разреза, формирующего максимальную фазу отраженной волны, обычно отождествляемой с поверхностью подсолевых отложений, может быть различным и связан как с высокоскоростными слоями и пачками в нижней части ливенской толщи, нерезким в большинстве случаев контактом евлановских отложений с нижнесоленосными, тонкослоистым строением пород евлановского горизонта, так и с достаточно резкой скоростной границей с карбонатными воронежскими отложениями. При решении задачи картирования маломплитудных структур вопрос повышения точности стратиграфической привязки отраженной волны от поверхности подсолевых карбонатных отложений имеет принципиальное значение.

На рис. 3 и 4 представлены модели скоростного строения подсолевых терригенных отложений и верхнепротерозойского комплекса, совмещенные на уровне их кровли.

Скоростное строение пашийско-кыновского горизонта ( $D_3^1 \rho - \kappa \eta$ ) отличается относительной выдержанностью в пределах региона. По величине среднепластовой скорости обычно выделяются верхняя (глинистая) и нижняя (песчаная) пачки ( $\Delta V = 0,5-0,6$  км/сек) с редкими маломощными пропластками карбонатно-сульфатного состава в верхней части горизонта.

Породы старооскольского горизонта ( $D_2 st$ ) слабо дифференцированы по своим скоростным параметрам и в целом представляют собой квазиоднородную пачку ( $\bar{V}_{пл.} = 4,0-4,3$  км/сек), состоящую из чередующихся низкоскоростных глинистых слоев и пропластков с породами песчано-алевролитового состава, характеризующими-



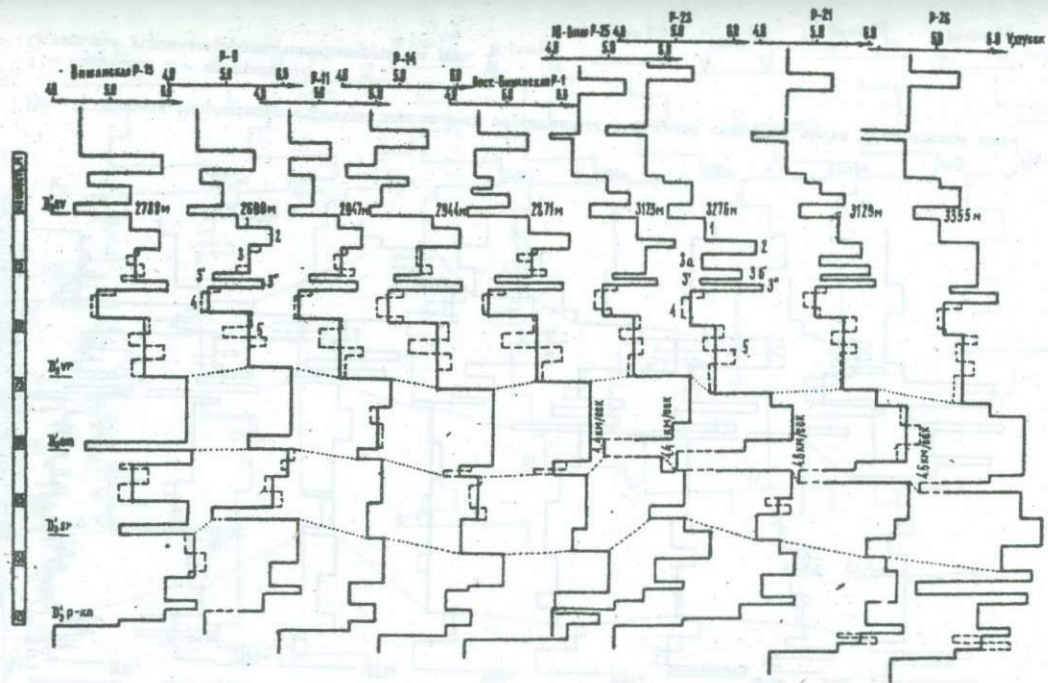


Рис. 2. Детальное скоростное строение подсейсмических карбонатных отложений Вишанской и Кюно-Вишанской площадей

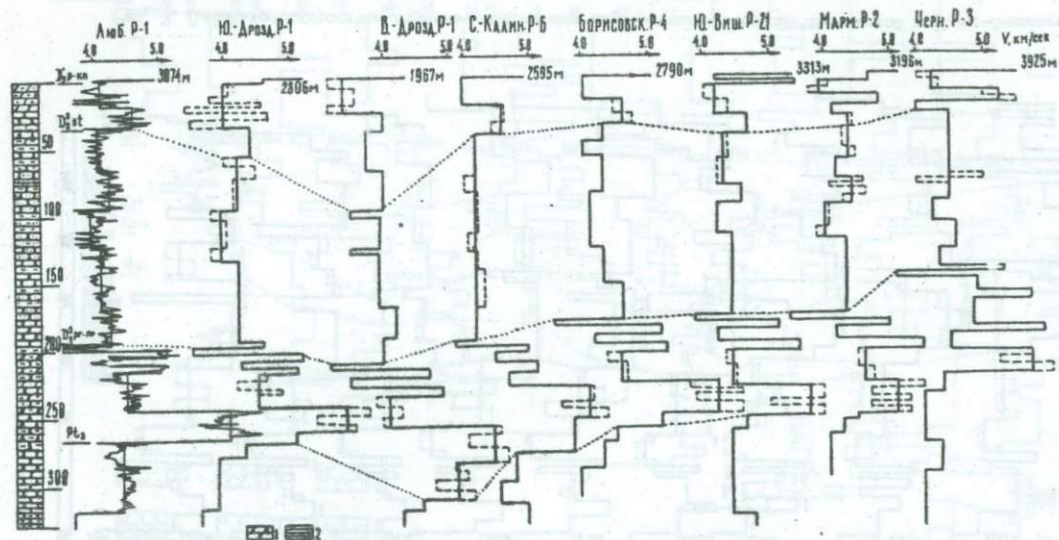


Рис. 3. Модели скоростного строения подсолевых терригенных отложений северной части Припятской впадины:

1 — песчаник; 2 — алевролит.  
 Остальные условные обозначения смотри на рис. 1

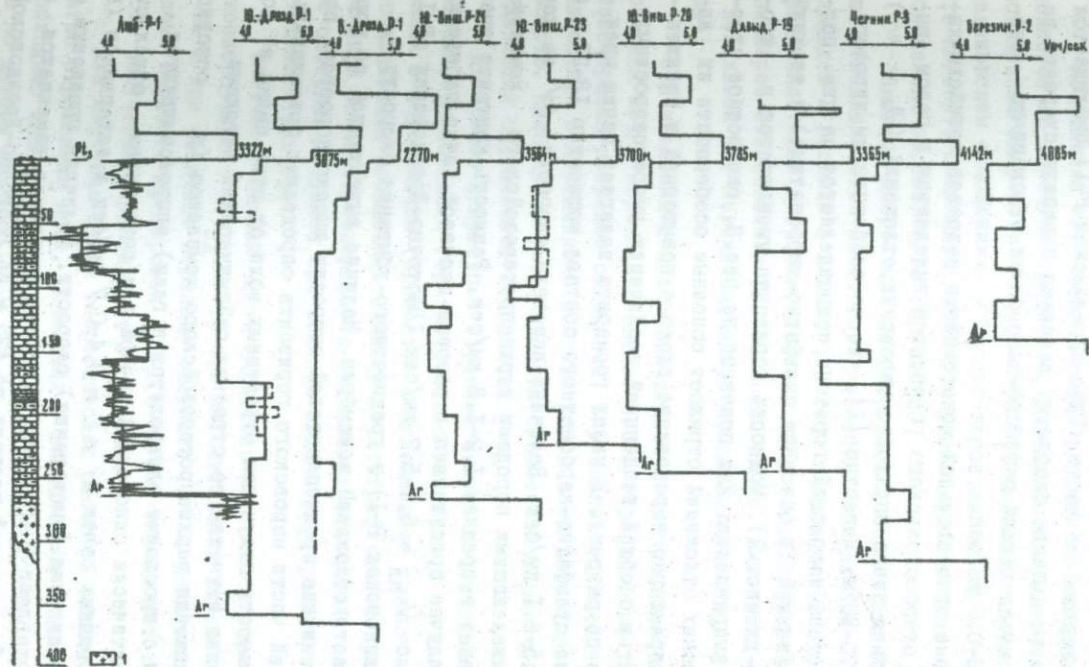


Рис. 4. Модели скоростного строения отложений верхнепротерозойского комплекса северной части Приятской впадины:

1 — кристаллический фундамент.

Другие условные обозначения смотри на рис. 1, 3

мися повышенной скоростью. В большинстве случаев величина перепада скорости  $\Delta V = 0,2-0,5$  км/сек. В отдельных разрезах наблюдается градиентное увеличение скорости в нижней части разреза. В верхней же части (Южно-Дроздовская Р-1) наблюдается градиентное уменьшение скорости. Величина перепада скорости на контакте с вышележащими пашийско-кыновскими отложениями составляет  $0,2-0,6$  км/сек.

На фоне относительной монотонности разрезов пашийско-кыновского и старооскольского горизонтов выделяется в целом высокоскоростная пачка пярнусско-наровских отложений ( $D_2$  рг-пг) мощностью 70-80 м. Известно [1], что по особенностям литологического состава наровский горизонт подразделяется на два подгоризонта: нижний (в основном сульфатно-карбонатный) и верхний (мергельно-глинистый). Мощность горизонта уменьшается в юго-восточном направлении. Как показано на рис. 3, скоростное строение наровских отложений отражает основные особенности их литологии: характерно чередование слоев с повышенной и пониженной скоростью с общей тенденцией увеличения высокоскоростных слоев вниз по разрезу. В низах горизонта залегает пачка преимущественно сульфатно-карбонатного состава мощностью 18-23 м с  $\bar{V}_{\text{пл.}} = 5,5-6,1$  км/сек. Величина перепада скорости  $\Delta V$  на контакте с нижележащими породами верхнепротерозойского комплекса составляет в среднем  $1,2-1,8$  км/сек. Резкость контакта уменьшается в случае присутствия в разрезе песчаной пачки пярнусских отложений с  $\bar{V}_{\text{пл.}} = 5,1-5,7$  км/сек (Восточно-Дроздовская Р-1, Северо-Калиновская Р-1) и градиентного убывания скорости в верхней части отложений эокембрия. Наличие выдержанной по мощности и величине среднепластовой скорости высокоскоростной пачки в нижней части наровского горизонта определяет принципиальную возможность получения отраженных волн от этой пачки и соответственно изучения ее строения сейсмическими методами.

Отложения верхнепротерозойского комплекса (в основном песчаники с прослоями алевролитов и глин) аппроксимируются в целом практически однородной пачкой или сочетанием отдельных квазиоднородных пачек с  $\Delta V = 0,4-0,7$  км/сек и интервалов (50-120 м) увеличения (уменьшения) скорости. Величина градиента скорости составляет 5-10 г/сек. Мощность комплекса изменяется от 140 м на Березинской площади до 425 м на Восточно-Дроздовской.

Величина перепада скорости на контакте с кристаллическим фундаментом — 1,4–2,0 км/сек.

Основные результаты исследований состоят в том, что:

подсолевая карбонатная толща в пределах региона подразделяется по величине среднепластовой скорости на пачку слоев с пониженной скоростью ( $\bar{V}_{\text{пл.}} = 5,5\text{--}5,9$  км/сек), соответствующей евлановским отложениям, и высокоскоростную пачку ( $\bar{V}_{\text{пл.}} > 6,0$  км/сек), сложенную преимущественно карбонатными породами воронежско-саргаевского горизонта;

основные скоростные неоднородности подсолевых карбонатных отложений отличаются выдержанностью в пределах отдельных площадей и региона в целом; при этом их мощность, величина среднепластовой скорости, степень скоростной дифференциации закономерно изменяются в региональном плане (с востока на запад) и локальном (от периклинальных и крыльевых участков к сводовым);

значительная в целом однородность высокоскоростной карбонатной пачки воронежско-саргаевского горизонта не исключает разнообразия разрезов отложений, определяемого конкретными особенностями вещественного состава пород и их петрофизических свойств. Наибольшей устойчивостью скоростной характеристики отличаются саргаевские отложения;

детальное скоростное строение нижней части ливенских отложений, евлановского горизонта и его контакта с покрывающей толщей и воронежским горизонтом обуславливает принципиальную необходимость повышения точности стратиграфической привязки отраженной волны от поверхности подсолевых отложений; этот вопрос особенно актуален при решении задачи картирования малоамплитудных структур;

наличие в нижней части пярнуско-наровского горизонта высокоскоростной ( $\bar{V}_{\text{пл.}} = 5,5\text{--}6,1$  км/сек) пачки слоев мощностью 18–23 м при величине перепада скорости  $\Delta V$  с подстилающими породами верхнего протерозоя 1,2–1,8 км/сек определяет возможность получения отражений от этой пачки;

для изучения путем теоретических расчетов свойств однократно отраженных волн, связанных с подсолевыми отложениями, необходимо использовать детальную скоростную модель, полученную по данным акустического каротажа и наиболее полно отражающую их внутреннюю структуру.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Махнач А.С. и др. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Минск, "Наука и техника", 1966.

2. Формирование и закономерности распространения пород-коллекторов девонских отложений Припятского прогиба. Минск, 1973 (БелНИГРИ).

## ПОГЛОЩЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ В РЕАЛЬНЫХ СРЕДАХ

Характер поглощения сейсмической энергии в реальных средах определяет изменение волновой картины в различных сейсмо-геологических условиях, а также служит основой для расчетов сейсмических полей на моделях и при проведении прямых поисков залежей нефти. Изучение поглощения волн велось в глубоких скважинах методами ВСП в области расстояний МОВ (пластовые коэффициенты поглощения  $\alpha$ ) и КМПВ (границные коэффициенты поглощения  $\alpha_r$ ).

При наличии двух пунктов взрыва (ПВ) в каждой точке вертикального профиля регистрируются преломленные волны от одной и той же границы, при этом пути их распространения для горизонтально залегающей границы различаются на величину

$$\Delta X = X_{H_2} - X_{H_1} = X_2 - X_1, \quad (1)$$

где  $X_1$  и  $X_2$  - соответственно расстояния первого и второго ПВ от вертикального профиля;  $X_{H_1}$  и  $X_{H_2}$  - расстояния от начальной точки головной волны до ПВ I и ПВ 2. Разность амплитуд головной волны, зарегистрированной из ПВ I и ПВ 2, определенная в любой точке вертикального профиля, характеризует поглощение на участке границы  $\Delta X$ . Записав выражение для определения амплитуд  $A_1$  (ПВ I) и  $A_2$  (ПВ 2) [4]:

$$A_1 = C \frac{\exp(-d_r X_1)}{V_{X_1} (X_1 - X_{H_1})^2}; \quad A_2 = C \frac{\exp(-d_r X_2)}{V_{X_2} (X_2 - X_{H_2})^2} \quad (2)$$

и взяв разность их логарифмов, получим:

$$\ln \frac{A_1}{A_2} = d_r (x_2 - x_1) + \frac{1}{2} \ln \frac{x_2}{x_1} + \frac{3}{2} \lg \frac{x_2 - x_{H2}}{x_1 - x_{H1}} \quad (3)$$

Из (3) с учетом того, что  $x_2 - x_{H2} = x_1 - x_{H1}$ , получим выражение для  $d_r$ :

$$d_r = \frac{1}{\Delta x} \left( \ln \frac{A_1}{A_2} - 0,5 \ln \frac{x_2}{x_1} \right) = \frac{1}{\Delta x} \ln \frac{A_1 x_1^{1/2}}{A_2 x_2^{1/2}} \quad (4)$$

В случае наклонного залегания преломляющей границы  $d_r$  находится путем совместного решения двух уравнений вида:

$$A_k = \frac{C}{\sqrt{x_k (x_k - x_{Hk})^3}} \exp \left[ - \left( d_r \frac{\cos(i + \varphi)}{\cos i} - d_{\text{на.}} \frac{\sin \varphi}{\cos i} \right) x_k \right], \quad (5)$$

где  $d_{\text{на.}}$  - коэффициент поглощения в толще, покрывающей преломляющую границу;  $\varphi$  - угол наклона преломляющей границы;  $i$  - критический угол. Взяв разность логарифмов двух уравнений типа (5) с учетом равенства

$$\frac{x_2 - x_{H2}}{x_1 - x_{H1}} = \frac{H + x_2 \operatorname{tg} \varphi}{H + x_1 \operatorname{tg} \varphi},$$

где  $H$  - глубина преломляющей границы в скважине; получим:

$$d_r = \frac{\ln \frac{A_1 x_1^{1/2}}{A_2 x_2^{1/2}} - \frac{3}{2} \ln \frac{H + x_2 \operatorname{tg} \varphi}{H + x_1 \operatorname{tg} \varphi} + d_{\text{на.}} (x_2 - x_1) \frac{\sin \varphi}{\cos i}}{(x_2 - x_1) \frac{\cos(i + \varphi)}{\cos i}} \quad (6)$$

Для исключения влияния условий возбуждения вместо значе- ний амплитуды головной волны берется ее отношение к амплитуде любой отраженной или проходящей волны, прослеженной из обоих пунктов взрыва. Значения  $d_r$ , полученные на различных глубинах вертикального профиля, осредняются и характеризуют поглощение энергии вдоль преломляющей границы.

С целью определения пластового коэффициента поглощения  $d$  использовались экстремальные значения амплитуд прямой волны или их величины на различных частотах по спектральным характеристикам на основе выражения вида:

$$A(x) = \frac{A_0}{x} \exp [-d(\omega_0) x]. \quad (7)$$

Однако экспоненциальная зависимость (7) не учитывает изменения формы импульса за счет дисперсии фазовой скорости и неодинакового поглощения различных частотных составляющих волны. Как показано [1], погрешность определения  $d$  при этом не будет пре-

вышать 10%, если ограничить максимальное удаление от источника величиной, не превышающей

$$X_{\max} = \frac{\omega_0^2}{6\beta^2 d (\omega_0)}, \quad (8)$$

где  $\omega_0$  - круговая частота, принятая для расчетов постоянной и равной 314 сек<sup>-1</sup>;  $\beta$  - константа затухания. По данным ВСП, в Припятской впадине преобладающее большинство расчетных значений  $\beta$  для импульсов прямой волны изменяется в пределах 20-30, что для максимальных значений  $d = 5 \text{ км}^{-1}$  дает согласно (8) величину  $X_{\max} \leq 5 \text{ км}$ . Реже встречаются короткие импульсы с величиной  $\beta = 45$ , для которых  $X_{\max} \leq 1,6 \text{ км}$ . Таким образом, максимальное удаление от источника, на котором применима приближенная формула (7), составляет 1,6-5 км. Практически это означает, что в большинстве случаев, когда регистрируется трехфазный импульс прямой волны, определение можно вести по всему стволу скважины с погрешностью не более 10%.

Методика определения  $d$  изложена в работе [4]. Поэтому ниже рассматриваются лишь отдельные методические вопросы.

Наиболее сложным из них при определении поглощения является учет расхождения волн. В связи с тем, что взрывы, как правило, производятся под подошвой ЗМС, прямая волна, регистрируемая при ВСП, представляет собой результат наложения трех волн: волны, образующейся в источнике, и волн, отраженных от подошвы ЗМС и дневной поверхности. В силу этого при наблюдениях вблизи источника нельзя провести точный учет расхождения суммарной волны. В данном случае определение  $d$  выполняется по амплитудам первых фаз волн, зарегистрированных при взрывах зарядов, достаточно удаленных от подошвы ЗМС. При этом первые фазы прямой волны регистрируются вне зоны интерференции с волнами-спутниками. Второй прием, позволяющий устранить влияние волн-спутников, - это взрывы в шурфах, водоемах и в подошве ЗМС.

Расчет  $d$  производился по амплитуде прямой волны, отношению амплитуд отраженной и прямой волн, а также по амплитуде волны-спутника соответственно по формулам:

$$d = \frac{1}{k_{H_2} - k_{H_1}} \ln \frac{A_{пр.1} (k_{H_2} - k_B)}{A_{пр.2} (k_{H_2} - k_B)}, \quad (9)$$

$$d = \frac{1}{2(h_{n_1} - h_{n_2})} \left[ \ln \frac{A_{\text{пр.1}}(2h_{\text{рр}} \cdot h_{n_1} - h_{\text{в}})}{A_{\text{пр.1}} \cdot h_{n_1}} + \ln \frac{A_{\text{пр.2}}(h_{n_2} - h_{\text{в}})}{A_{\text{пр.2}}(2h_{\text{рр}} - h_{n_2} - h_{\text{в}})} \right], \quad (\text{I0})$$

$$d = \frac{1}{2(h_{n_1} - h_{n_2})} \left[ \ln \frac{A_{\text{пр.1}}(h_{\text{в}} \cdot h_{n_1} - 2h_{\text{змс}})}{A_{\text{пр.1}}(h_{n_1} - h_{\text{в}})} + \ln \frac{A_{\text{пр.2}}(h_{n_2} - h_{\text{в}})}{A_{\text{пр.2}}(h_{\text{в}} + h_{n_2} - 2h_{\text{змс}})} \right], \quad (\text{II})$$

где  $h_{n_2}$  и  $h_{n_1}$  - глубины наблюдения,  $h_{\text{в}}$  - глубина взрыва,  $h_{\text{рр}}$  - глубина отражающей границы,  $A_{\text{пр.}}$  и  $A_{\text{отр.}}$  - амплитуды прямой и отраженной волны,  $h_{\text{змс}}$  - мощность ЗМС. При больших глубинах наблюдения ( $h_{n_1} \gg h_{\text{в}}$  и  $h_{n_2} \gg h_{\text{змс}}$ ) уравнения (9-11) упрощаются.

Оценка точности определения  $d$  проводилась согласно выведению:

$$m_d = \pm m_A \sqrt{\frac{n}{n \sum h_i^2 - (\sum h_i)^2}}, \quad (\text{I2})$$

где  $m_A$  - средняя ошибка снятия амплитуд;  $n$  - количество точек на амплитудном графике;  $h_i = \ln [A_{\text{пр.}i}(h_{n_i} - h_{\text{в}}) / A_{\text{пр.}i+1}(h_{n_{i+1}} - h_{\text{в}})]$  при расчетах по формуле (9) и т.д. Поскольку значения  $d$  в каждом интервале глубин определялись способом наименьших квадратов, то разброс точек на амплитудном графике, а следовательно, и точность в значительной мере зависели от строения среды. Как показано на рис. I, в верхней сравнительно однородной части разреза форма амплитудного спектра прямой волны хорошо выдерживается, а частота главного максимума закономерно уменьшается. Далее по разрезу однородная толща сменяется тонкослоистой, что приводит к искажению амплитудных спектров. В интервале с ритмичным чередованием слоев побочные максимумы амплитудного спектра незначительны и слабо влияют на главный максимум. В то же время при наличии в разрезе неритмично чередующихся прослоев происходит перераспределение энергии, в отдельных случаях побочные максимумы приближаются по величине к главному (рис. I). Это приводит к уменьшению максимальной амплитуды прямой волны и при определении поглощения может стать одной из причин разброса точек на амплитудном графике  $A(H)$ . В силу этого ошибки определения  $d$  в средах с неритмичным чередованием прослоев увеличиваются. Так, по разрезу скв. P-II Наровлянской площади в интервале глубин 1,7-2,2 км (рис. I) ошибка определения составляет 30%, в аналогичном разрезе скв. P-I Тиховской площади - 36%. В более однородных средах ошибка составляет 12-20%.

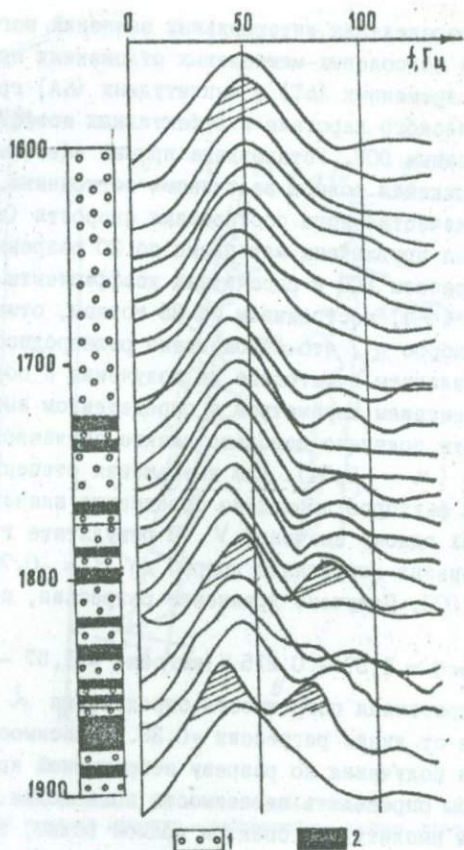


Рис. 1. Геологическая колонка и амплитудные спектры импульсов прямой волны по данным ВСП в скв. Р-11 Наровлянской площади;

1 - соль; 2 - глина

Для определения интервальных значений поглощения в верхнесолевых и подсолевых-межсолевых отложениях проведен совместный анализ временных ( $\Delta T$ ) и амплитудных ( $\Delta A$ ) графиков по данным акустического каротажа и эффективных коэффициентов поглощения по данным ВСП. Установлена прямая зависимость между временем прохождения волны и величинами поглощения. С целью определения количественного соотношения скорости (времени пробега) и поглощения привлечены материалы по 20 разрезам, в которых проведены работы ВСП и рассчитаны коэффициенты поглощения. На графике  $d(V)$ , построенном по 35 точкам, отмечается значительный разброс  $d$ , что обусловлено разнородностью исходных данных, различием в методике их получения и обработки, естественным изменением параметров в определенном интервале значений. В результате получено довольно низкое значение коэффициента корреляции ( $r = -0,54$ ). Для уменьшения степени влияния неблагоприятных факторов проведено осреднение значений  $d$ , соответствующих одному значению  $V$ . В результате группировки данных коэффициент корреляции возрос до  $r = -0,72$  при уровне значимости 0,003. Получено уравнение регрессии, связывающее  $d$  и  $V$ :

$$d \text{ (км}^{-1}\text{)} = 1,57 - 0,215 V \text{ (км/сек)} = 1,57 - \frac{215}{\Delta T \text{ (мксек)}} \quad (13)$$

Среднеквадратичная погрешность определения  $d$  составляет 0,13, отклонение от линии регрессии  $\pm 0,38$ . Зависимость (13) использована для получения по разрезу непрерывной кривой  $d(H)$ .

Чтобы определить зависимость поглощения от частоты, использованы амплитудные спектры прямой волны, а также максимальные амплитуды импульсов различной частоты (рис.2). Зондирование среды разночастотными импульсами выполнено путем формирования в источнике импульсов заданной формы [6].

Проведенные исследования позволили изучить поглощение сейсмической энергии в различных отложениях разреза Припятской впадины. Граничные коэффициенты поглощения при распространении волны по поверхности соленосной толщи изменяются в пределах 0,4-0,5 км<sup>-1</sup>, что свидетельствует об их меньшем затухании по сравнению с головными волнами от подсолевых отложений, где  $d_r = 0,5-1,0$  км<sup>-1</sup> [2]. Значения  $d_r$  для верхнесолевых отложений меньше, чем среднепластовые значения  $d$ . Однако для выявления анизотропии затухания волны необходимо проведение деталь-

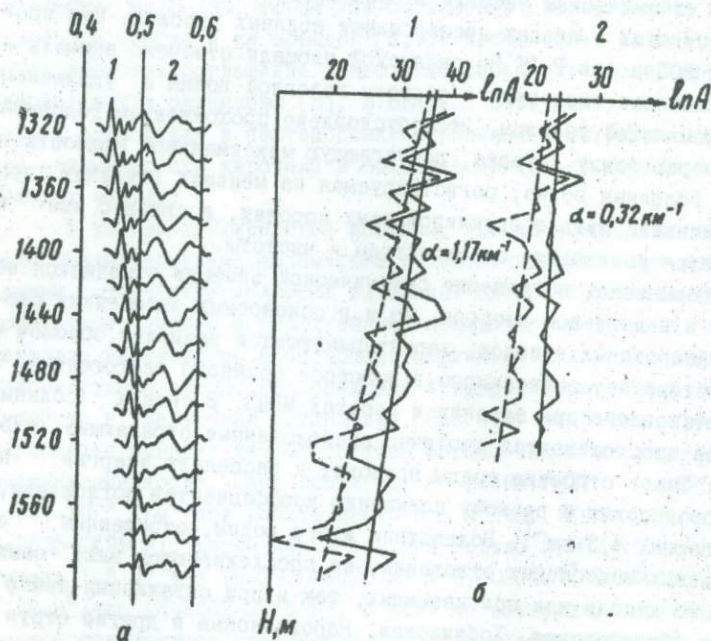


Рис. 2. Импульсы прямой волны (а) и амплитудные графики (б) по данным ВСП в скв. Р-11 Октябрьской площади (пунктир - наблюдаемые данные, сплошные - исправленные за расхождение)

ных наблюдений в приповерхностном слое соленосной толщи мощностью, приближенно равной длине головной волны.

Изучение головной волны позволило выявить повышенное затухание сейсмической энергии в брекчированных отложениях кепрока, вскрытых в сводах диапиридных соляных куполов. При проведении ВСП в скв. Р-II Наровлянской площади отмечено аномальное увеличение амплитуды и частоты головной волны с удалением от преломляющей границы. Это обусловлено прохождением головной волны через линзу кепрока, достигающую максимальной мощности в своде. Головная волна, регистрируемая на меньших глубинах, проходит меньший путь в брекчированных породах, в связи с чем и отмечается увеличение ее амплитуды и частоты.

Повышенное поглощение сейсмической энергии отмечается не только в надсолевом кепроке, но и в соленосных отложениях сводов диапиридных куполов, характеризующихся наличием обломочного материала, вынесенного в процессе соляного тектогенеза. Это установлено при бурении и работах МРПП. В сводах соляных куполов прослеживаются хаотично расположенные отражающие площадки. Такое строение среды приводит к рассеянию энергии на неоднородностях и резкому повышению коэффициентов поглощения, достигающих  $4,3 \text{ км}^{-1}$ . Вследствие этого волны, отраженные от подсолевых-межсолевых отложений, не прослеживаются выше свода соляного купола как при наземных, так и при скважинных наблюдениях (Октябрьская, Хобнинская, Наровлянская и другие структуры).

В целом отложения верхней соленосной толщи характеризуются изменением  $\alpha$  в пределах  $0,5-1,2 \text{ км}^{-1}$  при преобладающих значениях  $0,6-0,8 \text{ км}^{-1}$ . В надсолевых отложениях выявлено более высокое поглощение ( $\alpha = 0,8-5,4 \text{ км}^{-1}$ ), при этом с увеличением глубины происходит уменьшение  $\alpha$  по закону, близкому к экспоненциальному. Наименьшие значения коэффициента поглощения характерны для межсолевых-подсолевых отложений ( $0,3-0,4 \text{ км}^{-1}$ ).

Детальное расчленение разреза по коэффициентам поглощения, полученное согласно выражению (13), можно использовать при расчете теоретических сейсмограмм. Правильность детального расчленения подтверждается тем, что средневзвешенные значения  $\alpha$  для отдельных толщ хорошо сопоставляются с данными, полученными методом ВСП. Однако остается неясным вопрос о точности оп-

ределения  $\alpha$  по зависимости (13) в нефтеносных интервалах разреза. Как следует из анализа литературы, насыщение карбонатных коллекторов нефтью приводит к снижению скорости на 2-10%, терригенных - на 8-15%, тогда как поглощение увеличивается в 1,5-2 раза, а иногда и на порядок [3,7]. Кроме того, на ультразвуковых частотах поглощение в нефтенасыщенных и водонасыщенных породах почти одинаково [8]. В связи с этим для уточнения величины поглощения в нефтеносных интервалах необходимо проведение динамического каротажа в сейсмическом и акустическом диапазонах частот.

В условиях Припятской впадины, где коллекторы представлены преимущественно доломитами и доломитизированными известняками, отмечается инверсия изменения скорости и поглощения относительно залежей с терригенными коллекторами (рис.3). Как показано на рисунке, в интервале нефтеносности увеличивается доломитизация пород, что приводит к градиентному повышению скорости и уменьшению поглощения. При этом величина градиента поглощения зависит как от состава пород, так и от степени их нефтенасыщенности. Так, градиент  $\alpha$  в скв.Р-17 составляет  $0,057 \cdot 10^{-3} \text{ I/m}^2$  при дебите нефти  $8,6 \text{ м}^3/\text{час}$  (интервал глубин  $H=2635-2695 \text{ м}$ ), тогда как в скв.Р-8 только  $0,008 \cdot 10^{-3} \text{ I/m}^2$  при дебите  $1,5 \text{ м}^3/\text{час}$  ( $H=2950-3000 \text{ м}$ ) и  $0,003 \cdot 10^{-3} \text{ I/m}^2$  при дебите  $0,36 \text{ м}^3/\text{час}$  ( $H=2662-2716 \text{ м}$ ). В этих же интервалах глубин отмечается градиентное увеличение скорости. Характерно, что во вмещающих породах, не насыщенных нефтью, таких особенностей не наблюдается. Возможно, при введении поправки за нефтенасыщенность пород в значения  $\alpha$ , рассчитанные по формуле (13), увеличится абсолютная величина коэффициентов поглощения при сохранении общего характера изменения  $\alpha$  с глубиной.

Зависимость поглощения от частоты наиболее уверенно определена для сравнительно однородных отложений галитовой толщи. В интервале частот 20-110 Гц поглощение нарастает по линейному закону с угловым коэффициентом аппроксимирующей прямой, равным  $0,018 \text{ сек/км}$ . В надсолевых отложениях определения выполнены менее уверенно. Для интервала глубин 300-420 м на частотах 50-80 Гц получена зависимость  $\alpha(f)$ , близкая к линейной, с угловым коэффициентом прямой, равным  $0,056 \text{ сек/км}$ . В тонкослоистой глинисто-галитовой толще получить зависимость  $\alpha(f)$  не удалось.

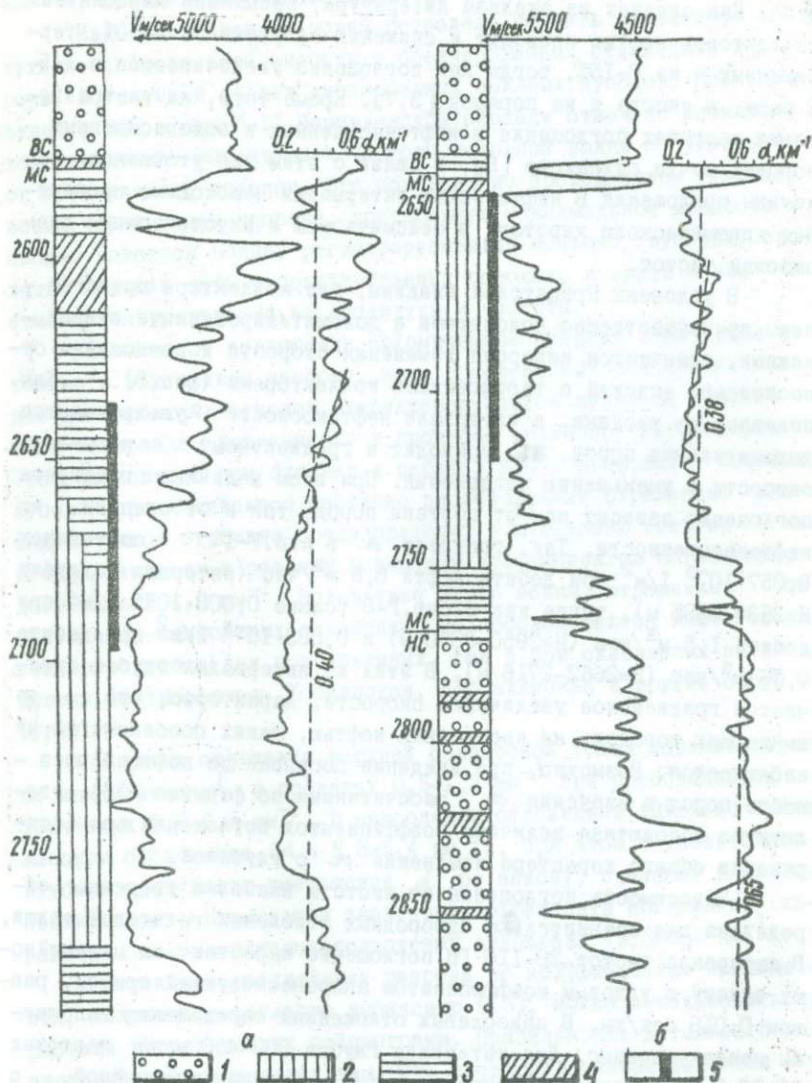


Рис. 3. Литология и физические свойства пород по разрезам скв. Р-17 (а) и Р-8 (б) Мармовичского месторождения нефти:

1 - соль; 2 - доломит; 3 - известняк; 4 - глина; 5 - интервалы нефтеносности; ВС, МС, НС - верхнесолевые, межсолевые и нижнесолевые отложения

Таким образом, изучение поглощения в реальных средах позволило выявить повышенное затухание сейсмической энергии в сводах соляных куполов, получить приближенную зависимость  $d$  от скорости распространения волн и детально расчленить разрезы по величинам  $d$ , определить градиентное уменьшение поглощения в нефтеносных участках разрезов, а также оценить величины  $d_r$  для поверхности верхнесолевых отложений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. А в е р б у х А.Г. Распространение сейсмического импульса в среде с линейной зависимостью коэффициента поглощения от частоты. Прикладная геофизика, вып. 61. М., "Недра", 1970.

2. А р о в Б.И. О литолого-стратиграфической привязке предомыляющих границ в Припятской впадине. — В сб.: Геофизические исследования на территории Припятской впадины. М., ВИЭМС, 1967.

3. Вопросы применения сейсморазведки для прогноза нефтегазонасыщенности, литологии, аномально высоких давлений и буримости горных пород. М., ВНИИОЭНГ, 1976.

4. Г у р в и ч И.И. Сейсмическая разведка. М., Гостоптехиздат, 1960.

5. К л у ш и н С.В., А р о в Б.И., Ч а п л ы г и н Э.Н., Ф е д о т о в а Г.А. Изучение сейсмических границ и связанных с ними волн в Припятской впадине методом вертикального сейсмического профилирования. — В сб.: Геофизические методы поисков и разведки нефти и газа в Припятской впадине. Минск, "Наука и техника", 1970.

6. К л у ш и н С.В., А р о в Б.И. Применение ВСП для оценки взрывов с задержками с целью управления формой импульса падающей волны. — В сб.: Вертикальное сейсмическое профилирование и увеличение эффективности сейсмических исследований. М., ВИЭМС, 1971.

7. М у с т а ф а е в К.А., Г р и б о в а Н.А., З и л ь б е р ш т е й н С.И. Опыт геофизических работ с целью прямых поисков залежей нефти и газа в районах Азербайджанской ССР. — В сб.: Экспресс-информация, сер. региональная, разведочная, промысловая геофизика. М., ВИЭМС, 1973.

8. Петкевич Г.И., Вербицкий Т.З. Результаты комплексного лабораторного исследования физических свойств поровотрещинных коллекторов в условиях, близких к пластовым. - В сб.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических условиях. Киев, "Наукова думка", 1971.

УДК 550.834

З.Л.ПОЗНЯКЕВИЧ, И.А.СЛОБОДЯНК

### О СВЯЗЯХ МЕЖДУ ФИЗИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ ПЕСЧАНИКОВ

В последние годы большое внимание уделяется изучению южной части Припятской впадины, где перспективы открытия залежей нефти связываются с карбонатными и, главным образом, с терригенными отложениями. Информацию о емкостных свойствах терригенных пород можно получить с помощью акустического и бокового каротажа. Для этого необходимо располагать достоверными зависимостями между емкостными и физическими параметрами пород, являющимися основой количественной интерпретации материалов скважинной геофизики.

В результате лабораторных исследований керн, отобранного при бурении скважин на Николаевской, Каменской, Ельской и других площадях, установлены зависимости между интервальным временем ( $\Delta t$ ), относительным сопротивлением ( $\frac{P_p}{P_c}$ ) и пористостью песчаников. В пределах мощности пластов песчаника пористость изменяется не существенно. Поэтому даже при незначительном выносе керна достоверность оценки пористости песчаников по керну высокая, что позволяет использовать имеющиеся данные для построения зависимостей  $\Delta t = f(K_p)$  и  $\int_p = f(K_p)$ .

Зависимость  $\Delta t = f(K_p)$  построена путем статистических сопоставлений величин  $\Delta t$ , определенных методом акустического каротажа, и пористостью пластов, оцененной по керну (рис. I).

Как показано на рис. I, разброс точек по отношению осредняющей линии незначительный. Связь  $\Delta t$  и  $K_p$  довольно тесная, о чем свидетельствует коэффициент корреляции, равный 0,87, и описывается уравнением:  $K_p = \frac{\Delta t - 189}{4,3}$  (I)

При построении зависимости относительного сопротивления ( $\rho_n$ ) от пористости ( $K_p$ ) использованы результаты исследований пористости на образцах керна. Удельное электрическое сопротивление определено как по керну, так и методом бокового каротажа. Данная зависимость (рис. 2) выражается уравнением: 
$$P = \frac{1,5}{K_p^2}, I \quad (2)$$

Полученные зависимости позволяют с достаточной точностью определять пористость пород.

Для оценки проницаемости песчаников ( $K_{пр}$ ) предлагается зависимость  $K_{пр} = f(K_p)$  (рис. 3), построенная на основании изучения керна в лабораторных условиях. По этой зависимости, описываемой уравнением  $\lg K_{пр} = 5,16 \lg K_p + 5,398$ , можно установить нижний предел пористости пластов-коллекторов, т.е. граничное значение, ниже которого пласты не являются коллекторами. Обычно в качестве предельного значения проницаемости песчаников принимается величина 1 мД. Согласно зависимости  $K_{пр} = f(K_p)$  проницаемостью свыше 1 мД обладают песчаники, пористость которых превышает 10%, т.е. все пласты песчаников пористостью более 10% являются коллекторами.

При определении нефтенасыщенности пластов в условиях Припятской впадины широко применяется методика баланса пористости [1]. Чтобы ускорить вычисления и, главное, оценить продуктивность пластов экспресс-методом, что весьма необходимо для решения вопроса о целесообразности опробования скважин в процессе бурения, предлагается палетка (рис. 4), позволяющая устанавливать нефтенасыщенность ( $K_n$ ) по данным акустического ( $\Delta t$ ) и бокового ( $\rho_n^{БК}$ ) каротажа без определения пористости. Как отмечалось, нефтенасыщенность пластов ( $K_n$ ) определяется по балансу пористости, т.е. по уравнению  $K_n = \frac{K_p^{\Delta t} - K_p^{БК}}{K_p}$ , где  $K_p^{\Delta t}$  и  $K_p^{БК}$  - пористость пластов по данным акустического и бокового каротажа. Подставив в это выражение значения  $K_p$  как функции от  $\Delta t$  и  $\rho_n^{БК}$  (1, 2) и приняв сопротивление пластовых вод, равное 0,025 Ом·м, находим  $K_n = 1 - \frac{0,9}{\sqrt{\rho_n^{БК}} - 189}$ . (3)

Практическое применение приведенных зависимостей позволяет повысить точность оценки основных параметров пористости, проницаемости и нефтенасыщенности песчаных пород.

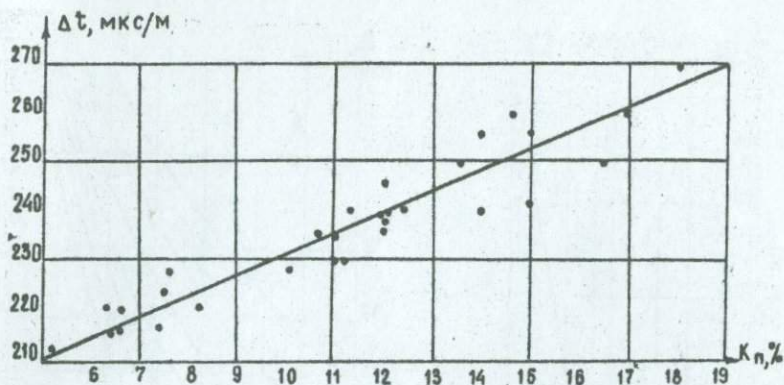


Рис. 1. Зависимость интервального времени от пористости песчаников

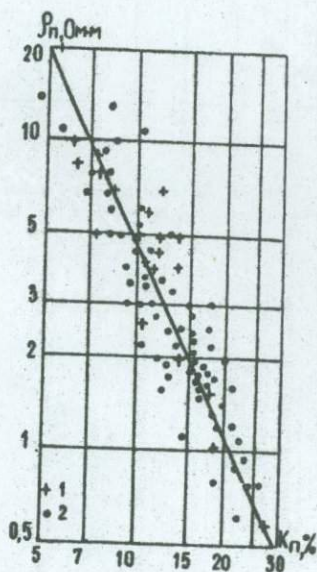


Рис. 2. Зависимость удельного электрического сопротивления от пористости песчаников. Сопротивление определено:

1 - на образцах керна; 2 - по БК

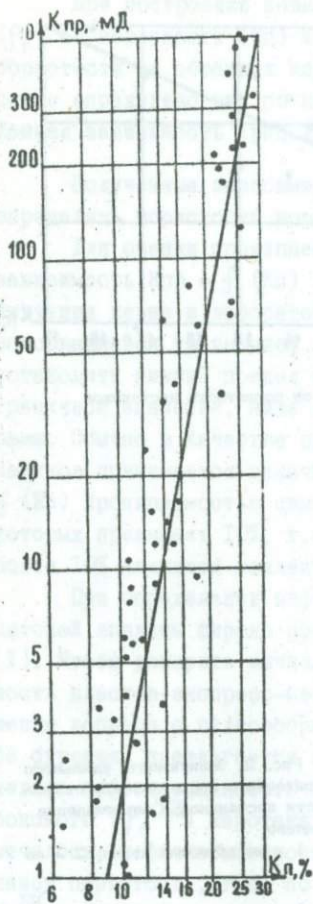


Рис. 3. Связь между пористостью и проницаемостью песчаников

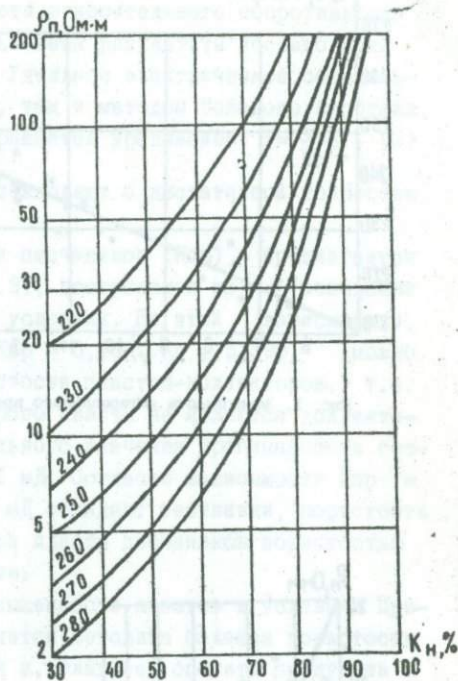


Рис. 4. Палетка для определения нефтенасыщенности песчаников по данным БК и АК

## ЛИТЕРАТУРА

1. Орлов Л.И., Слободянюк И.А. Определе-  
ние параметров продуктивных пластов для подсчета запасов нефти.  
В сб.: Оценка параметров нефтеносных пластов по каротажу.  
Минск, 1974 (БелНИГРИ).

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ КИНЕМАТИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ  
ЛУЧЕЙ В НЕОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ

Успешное решение обратной задачи сейсморазведки в нема-  
лой степени зависит от знания хода сейсмических лучей в реаль-  
ных средах. В связи с этим остановимся на некоторых вопросах  
кинематики сейсмических лучей в неоднородных средах, причем  
помимо собственных разработок воспользуемся результатами, при-  
веденными в ряде работ [1-3].

Будем рассматривать двумерную среду, в которой скорость  
распространения моноциклических упругих волн (продольных и попереч-  
ных) описывается функцией  $V(z, x)$ , где  $z$  и  $x$  - вертикальная  
и горизонтальная координаты.

По принципу Ферма время пробега волны  $t$  из точки  $A$  в  
точку  $B$ , как известно, выражается в виде [3]:

$$t = \min \int_A^B \frac{ds}{V(z, x)} \quad (1)$$

Здесь  $ds$  - элемент дуги кривой, соединяющей точки  $A$  и  $B$ .

В вариационном исчислении время пробега волны рассматри-  
вается как минимальное значение функционала Ферма [4]:

$$t[x(z)] = \int_A^B F(z, x(z), x'(z)) dz, \quad (2)$$

где  $ds = \sqrt{1+x'^2} dz$ ,  $F(z, x(z), x'(z)) = \alpha(z, x) \sqrt{1+x'^2}$ ,  $\alpha(z, x) = \frac{1}{V(z, x)}$ .

По основному необходимому условию экстремума функционала  
требуется, чтобы подынтегральная функция  $F[z, x(z), x'(z)]$  удов-  
летворяла уравнению Эйлера [4]:

$$F_x - \frac{d}{dz} F_{x'} = 0. \quad (3)$$

Выполнив в формуле (3) требуемые операции дифференцирования функции  $F$ , получим:

$$\chi''(z) = (1 + \chi'^2(z)) \left( \frac{\partial \ln Q}{\partial z} - \frac{\partial \ln Q}{\partial x} \chi'(z) \right). \quad (4)$$

Выражение (4) носит название дифференциального уравнения лучей. Его общее решение зависит от двух произвольных постоянных  $C_1$  и  $C_2$  [5], т.е.  $X = X(z, C_1, C_2)$ . Постоянные  $C_1$  и  $C_2$  можно найти из граничных условий, которые могут быть заданы в одной из следующих форм:

$$\chi(z_0) = \chi_0; \quad \chi(z_1) = z_1, \quad (5)$$

или

$$\chi(z_0) = \chi_0; \quad \chi'(z_0) = \chi'_0. \quad (6)$$

При произвольном законе изменения скорости от аргументов  $Z$  и  $X$ , т.е. при  $V = V(z, x)$ , уравнение (4) не интегрируется в квадратурах [5]. Для его решения обычно применяются приближенные численные методы [6]. Этот факт в значительной степени ограничивает возможности определения двумерной скоростной функции по сейсмическим данным.

В реальных условиях горные породы, как правило, обладают слоистым строением, и мы имеем дело с многослойными средами. С достаточной точностью приближения можно считать, что скорость в пределах каждого слоя постоянна. Для случая  $V = \text{const}$  из уравнения (5) получаем:

$$\chi''(z) = 0$$

$$\text{или } \chi = C_1 z + C_2, \quad (7)$$

т.е. в однородных слоях сейсмические лучи представляют собой прямые линии.

Довольно часто в горных породах изменение скорости вдоль слоистости значительно меньше (или больше), чем поперек ее. Поэтому для практических целей представляет большой интерес рассмотрение зависимости скорости от одной координаты  $X$  или  $Z$ . При этом, если слоистость образует некоторый угол  $\psi$  с осью  $X$ , удобно для применения дифференциального уравнения лучей (4) осуществить поворот координатных осей на угол  $\psi$ . Для большей простоты рассуждений в дальнейшем будем считать, что процедура поворота координатных осей выполнена.

Рассмотрим эти зависимости скорости от координат  $X$  и  $Z$ .

I.  $V = V(z)$ , т.е. среда с вертикальным градиентом скорости.

Поскольку скорость не зависит от  $X$ , в формуле (3)  $F_x = 0$ . В связи с этим имеем:  $\frac{d}{dz} F_{x'}(z, x'(z)) = 0$ ,

$$\text{откуда} \quad \frac{x'}{V(z)\sqrt{1+x'^2}} = C, = \text{const}, \quad (8)$$

т.е. существует первый интеграл дифференциального уравнения лучей. Используя геометрический смысл производной  $x'(z)$  и полагая, что

$$x'(z) = \text{ctg} \alpha(z), \quad (9)$$

где  $\alpha(z)$  – угол, образованный касательной к лучу  $x(z)$  в данной точке с осью ординат, из уравнения (8) получим:

$$\frac{\sin \alpha(z)}{V(z)} = C_1 = \text{const}, \quad (10)$$

т.е. вдоль луча в каждой его точке сохраняется постоянным отношение  $\sin \alpha(z)$  к скорости  $V(z)$ . Здесь  $C_1$  – параметр, выбор которого определяет один из бесконечного множества лучей, исходящих из пункта взрыва.

2.  $V = V(x)$ , т.е. среда с горизонтальным градиентом скорости. В этом случае скорость не зависит от координаты  $Z$  и поэтому уравнение Эйлера (3) в развернутом виде запишется так:

$$F_x - F_{xx'} x' - F_{x'x'} x'' = 0.$$

Отсюда получаем первый интеграл:

$$F - x' F_{x'} = P_1 = \text{const},$$

который можно преобразовать:

$$\frac{1}{V(x)\sqrt{1+x'^2}} = P_2 = \text{const}. \quad (II)$$

Полагая, что

$$x'(z) = \text{ctg} \beta(x),$$

где  $\beta(x)$  – угол, образованный касательной к лучу в данной точке с осью абсцисс, получаем:

$$\frac{\sin \beta(x)}{V(x)} = P_1 = \text{const}, \quad (I2)$$

т.е. вдоль луча в каждой его точке сохраняется постоянным отношение  $\sin \beta(x)$  к скорости  $V(x)$ . Здесь  $P_1$ , как и в выражении (8), – параметр, выбор которого определяет один из бесконечного множества лучей, исходящих из пункта взрыва.

Формулы (8 и II) аналогичны по своей структуре. В самом деле, поскольку

$$x'(z) = \frac{1}{z'(x)},$$

из выражения (8) получим:

$$\frac{1}{V(z)\sqrt{1+z^2}} = C_1 = \text{const.} \quad (13)$$

В связи с этим в дальнейшем будем рассматривать только функции  $V = V(z)$ .

Найдем выражение для кривизны сейсмического луча  $K$ . Известно, что кривизна выражается формулой:

$$K = \frac{1}{R} = \frac{\chi''_z z}{(1 + \chi'^2_z)^{3/2}},$$

где  $R$  - радиус кривизны.

Величину  $\chi'_z$  определим из выражения (8). Из него же, применяя операцию дифференцирования, найдем величину  $\chi''_{zz}$ . Итак, после подстановки значений  $\chi'_z$  и  $\chi''_{zz}$  получим:

$$K = C_1 \frac{dV}{dz}. \quad (14)$$

Таким образом, кривизна сейсмического луча пропорциональна производной  $\frac{dV}{dz}$ . Если скорость возрастает с увеличением глубины, кривизна положительна, и наоборот.

Остановимся на важной с практической точки зрения зависимости:

$$V(z) = V_0(1 + \beta z)^{1/n}, \quad (15)$$

где  $V_0$  - скорость при  $z=0$ ,  $\beta$  и  $n$  - коэффициенты, характеризующие быстроту изменения скорости с увеличением глубины,  $n$  - целое число.

Учитывая (9 и 15), из уравнения (8) найдем:

$$z = \frac{1}{\beta} \left[ \left( \frac{\sin d}{C_1 V_0} \right)^n - 1 \right]. \quad (16)$$

Из выражения (16), взяв производную, получим:

$$z'x = \text{ctg } d = \frac{n \sin^{n-1} d}{\beta C_1^n V_0^n} \cos d \frac{dd}{dx},$$

откуда  $x = \frac{n}{\beta C_1^n V_0^n} \int_{z_0}^d \sin^n d dd. \quad (17)$

Для нахождения интеграла воспользуемся рекуррентными формулами.

1. Для целых  $n > 2$ :

$$\int \sin^n d dd = -\frac{\sin^{n-1} d \cos d}{n} + \frac{n-1}{n} \int \sin^{n-2} d dd \quad (18)$$

2. Для целых  $n < 2$ :

$$\int \sin^n d dd = \frac{\sin^{n+1} d \cos d}{n+1} + \frac{n+2}{n+1} \int \sin^{n+2} d dd \quad (19)$$

Рассмотрим некоторые частные случаи.

$n=1$ . Случай линейного нарастания скорости с увеличением глубины.

$$V(z) = V_0 (1 + \beta z) \quad (20)$$

подробно рассмотрен в работах [1, 2]. Мы же кратко остановимся на некоторых результатах. Выражения (16 и 17) после интегрирования принимают вид:

$$z + \frac{1}{\beta} = \frac{\sin \alpha}{\beta C_1 V_0}, \quad (21)$$

$$x - C_2 = -\frac{\cos \alpha}{\beta C_1 V_0}, \quad (22)$$

где постоянная  $C_2 = \frac{\cos \alpha_0}{\beta C_1 V_0}$ ;

$\alpha_0$  - угол, образованный касательной к лучу с осью ординат на линии наблюдения  $z=0$ . Возводя в квадрат левые и правые части формул (21 и 22), а затем сложив их, получим:

$$(x + C_2)^2 + (z + \frac{1}{\beta})^2 = \frac{1}{\beta^2 C_1^2 V_0^2}. \quad (23)$$

Как следует из формулы (23), сейсмические лучи в среде с линейным возрастанием скорости с увеличением глубины представляют собой семейство дуг окружностей с центрами на прямой  $\Psi = \frac{1}{\beta}$ . Абсцисса центра, зависящая от постоянных  $C_1$  и  $C_2$ , выражается формулой (22). Радиус дуги окружности равен:

$$r = \frac{1}{\beta C_1 V_0}.$$

$n=2$ . В этом случае, согласно формулам (15-17), получаем:

$$V(z) = V_0 (1 + \beta z)^{1/2}, \quad (24)$$

$$z + \frac{1}{\beta} = \frac{\sin^2 \alpha}{\beta C_1^2 V_0^2}, \quad (25)$$

$$x - C_2 = \frac{1}{\beta C_1^2 V_0^2} (-\frac{1}{2} \sin 2\alpha + \alpha), \quad (26)$$

где  $C_2 = \frac{1}{\beta C_1^2 V_0^2} (\frac{1}{2} \sin 2\alpha_0 + \alpha_0)$ .

Выражения (25 и 26) удобно представить в следующем виде:

$$z + \frac{1}{\beta} = \frac{1}{2\beta C_1^2 V_0^2} (1 - \cos 2\alpha),$$

$$x - C_2 = \frac{1}{2\beta C_1^2 V_0^2} (2\alpha - \sin 2\alpha).$$

Или же, приняв обозначения:  $\Psi = 2\alpha$ ,

$$r = \frac{1}{2\beta C_1^2 V_0^2},$$

можно написать:

$$z + \frac{1}{\beta} = r (1 - \cos \Psi), \quad (27)$$

$$x - c_2 = r(\Psi - \sin \Psi). \quad (28)$$

Формулы (27 и 28) являются параметрическими уравнениями обыкновенной циклоиды. В них  $r$  — радиус производящего круга, а  $\Psi$  — угол поворота производящего круга. Направляющая линия циклоиды совпадает с прямой  $z = -\frac{1}{\beta}$ , линия центров — с прямой  $y = -\frac{1}{\beta} + r$ . Начальная точка циклоиды зависит от произвольной постоянной  $C_2$ .

Таким образом, в среде, в которой скорость изменяется по формуле (24), сейсмические лучи представляют собой дуги обыкновенной циклоиды.

$$n=3. \text{ Для случая } V(z) = V_0(1 + \beta z)^{1/3}, \quad (29)$$

согласно формулам (I5-I7), имеем:

$$z + \frac{1}{\beta} = \frac{\sin^3 d}{\beta C_1^3 V_0^3}, \quad (30)$$

$$x - c_2 = \frac{1}{\beta C_1^3 V_0^3} \left( \frac{1}{4} \cos 3d - \frac{9}{4} \cos d \right), \quad (31)$$

$$\text{где } C_2 = -\frac{1}{\beta C_1^3 V_0^3} \left( \frac{1}{4} \cos 3d_0 - \frac{9}{4} \cos d_0 \right).$$

Если представить (30 и 31) в виде:

$$z + \frac{1}{\beta} = \frac{1}{4\beta C_1^3 V_0^3} (3 \sin d - \sin 3d),$$

$$C_2 - x = \frac{1}{4\beta C_1^3 V_0^3} (9 \cos d - \cos 3d)$$

и ввести обозначения:  $R = \frac{1}{\beta C_1^3 V_0^3} = 2r_1 = 2d = 4r_2 = 4\mu d_2,$

то эти выражения можно переписать следующим образом:

$$z + \frac{1}{\beta} = z_1 - z_2,$$

$$C_2 - x = x_1 + x_2.$$

Здесь формулы

$$z_1 = (R + r_1) \sin d - d_1 \sin \frac{R+r_1}{r_1} d, \quad (32)$$

$$x_1 = (R + r_1) \cos d - d_1 \cos \frac{R+r_1}{r_1} d. \quad (33)$$

представляют собой параметрические уравнения эпициклоиды, а вы-

$$\text{ражения } z_2 = (R - r_2) \sin d - d_2 \sin \frac{R-r_2}{r_2} d, \quad (34)$$

$$x_2 = (R - r_2) \cos d - d_2 \cos \frac{R-r_2}{r_2} d. \quad (35)$$

не что иное, как параметрические уравнения гипоциклоиды.

Входящие в формулы (32-35) параметры имеют следующий физический смысл:  $R$  — радиус неподвижной окружности, служащий в качестве направляющей как для эпициклоиды, так и для гипоцик-

лоиды;  $r_1$  - радиус производящего круга эпициклоиды;  $d_1$  - расстояние от центра производящего круга до точки, описывающей эпициклоиду;  $r_2$  - радиус производящего круга гипоциклоиды;  $d_2$  - расстояние от центра производящего круга до точки, описывающей гипоциклоиду.

В нашем случае  $r_1 = d_1 = \frac{R}{2}$  и  $r_2 = d_2 = \frac{R}{4}$ . Поэтому параметры -ческие уравнения (32, 33 и 34, 35) описывают соответственно обыкновенную эпициклоиду и гипоциклоиду. Поскольку отношения  $R : r_1 = 2$  и  $R : r_2 = 4$  являются целыми числами, описываемые эпициклоида и гипоциклоида являются замкнутыми алгебраическими линиями шестого порядка. По форме эпициклоида в значительной степени напоминает эллипс, а гипоциклоида представляет собой астроиду.

Если изменение скорости в среде описывается формулой (29), то сейсмические лучи в ней - это дуги сложной кривой, являющейся результирующей от дуг эпициклоиды и гипоциклоиды.

$n = -1$ . Как следует из формул (15 - 17), в этом случае мы имеем:

$$V(z) = \frac{V_0}{1 + \beta z}, \quad (36)$$

$$z + \frac{1}{\beta} = \frac{C_1 V_0}{\beta \sin \alpha}, \quad (37)$$

$$C_2 - x = \frac{C_1 V_0}{\beta} \ln \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2}, \quad (38)$$

где

$$C_2 = -\frac{C_1 V_0}{\beta} \ln \operatorname{tg} \frac{\alpha_0}{2}.$$

Если ввести обозначение

$$a = \frac{C_1 V_0}{\beta}$$

и преобразовать выражения (37 и 38), то получим:

$$\frac{(z + \frac{1}{\beta})}{a} = \frac{1}{\sin \alpha},$$

$$\frac{C_2 - x}{a} = A \operatorname{ch} \frac{1}{\sin \alpha}.$$

Откуда  $\frac{z + \frac{1}{\beta}}{a} = \operatorname{ch} \frac{C_2 - x}{a}. \quad (39)$

Выражение (39) не что иное, как уравнение цепной линии. Следовательно, для зависимости (36) сейсмические лучи представляют собой дуги цепной линии.

$n = -2$ . Из формул (15 - 17) для  $n = -2$  имеем:

$$V(z) = \frac{V_0}{\sqrt{1 + \beta z}}, \quad (40)$$

$$z + \frac{1}{\beta} = \frac{C_1^2 V_0^2}{\beta \sin^2 \alpha}, \quad (41)$$

$$x - C_2 = \frac{2C_1^2 V_0^2}{\beta} \operatorname{ctg} \alpha,$$

$$C_2 = -\frac{2C_1^2 V_0^2}{\beta} \operatorname{ctg} \alpha_0. \quad (42)$$

где

После несложных преобразований из формул (41 и 42) получим:

$$(x - C_2)^2 = 4a \left( z + \frac{1}{\beta} - a \right), \quad (43)$$

где принято обозначение:

$$a = \frac{C_1^2 V_0^2}{\beta}.$$

Как видно из формулы (43), сейсмические лучи в среде со скоростью, описываемой формулой (40), представляют собой дуги параболы.

Рассмотрим теперь зависимость вида:

$$V = V_0 \frac{1 + Az^2}{\sqrt{1 + \beta z^2 + cz^4}}. \quad (44)$$

Используя формулы (8 и 44), найдем

$$z_x'^2 = \frac{(1 - V_0^2 c^2) + z^2 (\beta - 2AV_0^2 c^2) + z^4 (c - AV_0^2 \beta c^2)}{V_0^2 c^2 (1 + Az^2)^2}. \quad (45)$$

$$\text{Пусть } z = F \sin \psi, \quad (46)$$

$$\text{тогда } z'_\psi = F \cos \psi.$$

Если принять обозначения:

$$V_0 c_1 = 1, \quad A = -\frac{D}{EF^2}, \quad \beta = \frac{F^2 - 2ED}{E^2 F^2}, \quad C = \frac{D^2 - F^2}{E^2 F^4},$$

то из выражения (45) получим:

$$z'_x = \frac{z'_\psi}{x'_\psi} = \frac{F \sin \psi \cos \psi}{E - D \sin^2 \psi},$$

$$\text{откуда имеем: } x'_\psi = \frac{E}{\sin \psi} - D \sin \psi$$

$$\text{или } x - C_2 = D \cos \psi + E \ln \operatorname{tg} \frac{\psi}{2}, \quad (47)$$

$$\text{где } C_2 = D \cos \psi_0 + E \ln \operatorname{tg} \frac{\psi_0}{2}.$$

Выражения (46 и 47) являются параметрическими уравнениями кривой, описывающей ход сейсмических лучей в среде со скоростью, изменяемой по формуле (44). В частном случае, когда  $F - D - E = a$ , формулы (46 и 47) превращаются в параметрические уравнения траектрис. При этом скорость меняется по закону:

$$V = V_0 \sqrt{1 - \frac{z^2}{a^2}}. \quad (48)$$

Перейдем к исследованию скоростных законов в таких средах, в которых сейсмические лучи совпадают по форме с некоторыми другими замечательными кривыми. Пусть лучи в явном виде описываются функцией:

$$x^2 = \frac{F(z)}{g(z)} + \sqrt{\Psi(z)}, \quad (49)$$

где  $F(z)$ ,  $g(z)$ ,  $\Psi(z)$  — многочлены.

Применяя операцию дифференцирования к этой функции и используя формулу (13), получим для скорости следующее выражение в общем виде:

$$V(z) = \frac{1}{c_2} \cdot \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{4 \left( \frac{F}{g} + \sqrt{\Psi} \right)}{\left( \frac{Fz'g - g'zF}{g^2} + \frac{\Psi'z}{2\sqrt{\Psi}} \right)^2}}} \quad (50)$$

Рассмотрим некоторые частные случаи.

$$1. F(z) = A(1 + \beta z^2), g(z) = 1, \Psi(z) = 0. \quad (51)$$

Из формулы (50) получим:

$$V(z) = \frac{1}{c_1} \cdot \frac{\beta \sqrt{A} z}{\sqrt{1 + z^2(A\beta^2 + \beta)}}. \quad (52)$$

В частном случае, когда

$$A = a^2, \beta = \frac{1}{b^2}$$

или  $A = a^2, \beta = -\frac{1}{b^2}$ ,

формула (49) превращается соответственно в уравнение гиперболы или эллипса.

$$2. F(z) = a^2 z^3, g(z) = 1, \Psi(z) = 0. \quad (53)$$

Формула (49) после подстановки выражений (53) превращается в уравнение полукубической параболы. Согласно (50) для скорости получаем выражение:

$$V(z) = \frac{3a}{c_1} \cdot \frac{\sqrt{z}}{\sqrt{9a^2 z + 4}}. \quad (54)$$

$$3. F(z) = a^6, g(z) = (a^2 + z^2)^2, \Psi(z) = 0. \quad (55)$$

Подставляя выражения (55) в формулу (43), замечаем, что полученное соотношение является Верзьерой Аньези. Выражение для скорости имеет вид:

$$V(z) = \frac{2a^3 z}{c_1 \sqrt{4a^2 z^2 + (a^2 + z^2)^2}}. \quad (56)$$

Если вместо выражений (55) принять следующие обозначения:

$$F(z) = a^2(a-z), g(z) = z, \Psi(z) = 0, \quad (57)$$

то после подстановки в формулу (49) также получаем Верзьеру

Анзеви. В этом случае скорость характеризует следующее выражение:

$$V(z) = \frac{a^2}{c_1 \sqrt{a^2 - z} \sqrt{4z^3(a-z)}} \quad (58)$$

$$4. F(z) = z^3, g(z) = 2a - z, \Psi(z) = 0. \quad (59)$$

Формула (49), описывающая ход сейсмических лучей в среде, превращается в данном случае в писсоиду Диокла. Выражение приобретает вид:

$$V(z) = \frac{3a-z}{ca} \cdot \sqrt{\frac{z}{8a-3z}} \quad (60)$$

$$5. F(z) = z^2(a+z), g(z) = a-z, \Psi(z) = 0. \quad (61)$$

В этом случае после подстановки выражений (61) в формулу (49) получаем уравнение прямой строфоиды. Сейсмическим лучам, имеющим форму прямой строфоиды, отвечает среда со скоростью вида:

$$V(z) = \frac{a^2 + az - z^2}{c_1 a \sqrt{2a^2 - z^2}} \quad (62)$$

$$6. F(z) = z^2 [a^2 - (z-a)^2]; g(z) = (z-a)^2; \Psi(z) = 0. \quad (63)$$

Подстановка выражений (63) в формулу (49) дает уравнение конховды Никомеда. Выражение для скорости приобретает вид:

$$V(z) = \frac{1}{c_1 \sqrt{1 + \frac{(z^2 - (z-a)^2)(z-a)^2}{[a(z-a) - (z-a)^2]^2}}} \quad (64)$$

$$7. F(z) = c^2 - z^2, g(z) = 1, \Psi(z) = c^2(c^2 - 2z)^2. \quad (65)$$

Если в формуле (49) функциям  $F(z)$ ,  $g(z)$ ,  $\Psi(z)$  придать значения согласно (65), то получим уравнение Лемнискахты Бернулли. Скорость в среде, в которой сейсмические лучи по форме совпадают с Лемнискахтой Бернулли, описывается выражением:

$$V(z) = \frac{1}{c_1} \cdot \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{c^2 - z^2 + c \sqrt{c^2 - z^2}}{z^2 \left(1 + \frac{c}{\sqrt{c^2 - z^2}}\right)^2}}} \quad (66)$$

$$8. F(z) = c^2 - z^2, g(z) = 1, \Psi(z) = a^4 - 4c^2 z^2. \quad (67)$$

Подставляя выражения (67) в формулу (49), получим уравнение линий Кассини. Этим линиям отвечает скорость в среде, выражаемая формулой:

$$V(z) = \frac{1}{c_1} \cdot \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{(c^2 - z^2 + \sqrt{a^4 - 4c^2 z^2})}{\left(1 + \frac{2c^2}{\sqrt{a^4 - 4c^2 z^2}}\right)^2}}} \quad (68)$$

$$9. F(z) = \frac{c}{z} - z(z-a), \quad q(z) = 1, \quad \psi(z) = c^2 \left( -\frac{c^2}{4} + az \right). \quad (69)$$

Согласно выражениям (69 и 49) можно сделать вывод, что сейсмические лучи в среде представляют собой улитки Паскаля (кордиоиды). Выражение для скорости имеет вид:

$$V = \frac{1}{c_1} \sqrt{1 + \frac{4 \left( \frac{c}{z} - z(z-a) + c \sqrt{\frac{c^2}{4} + az} \right)}{(a-2z + \frac{a^2}{2\sqrt{\frac{c^2}{4} + az}})^2}}. \quad (70)$$

В заключение следует отметить, что большое многообразие двумерных скоростных зависимостей, соответствующих реальным средам, не ограничивается рассмотренными нами случаями. Однако, несмотря на это, мы надеемся, что приведенные в этой статье сведения о кинематике сейсмических лучей в неоднородных средах будут полезными при решении обратной задачи сейсморазведки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Пузырев Н.Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостоптехиздат, 1959.
2. Облогина А.И. Основы кинематики сейсмических лучей в неоднородных средах. - В кн.: Геофизические исследования. М., Изд-во Московского ун-та, 1966.
3. Гурвич И.И. Сейсмическая разведка. М., "Недра", 1970.
4. Эльсгольц Л.Э. Дифференциальные уравнения и вариационное исчисление. М., "Наука", 1969.
5. Камке Э. Справочник по обыкновенным дифференциальным уравнениям. М., "Наука", 1971.
6. Берзон И.С. Об определении траекторий сейсмических лучей и полей времени в средах с переменными скоростями "Изв. АН СССР", сер. геофизич., 1948, № 1.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИНЦИПА  
ГЮЙГЕНСА-ФРЕНЕЛЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ  
ЗАДАЧИ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

В сейсморазведке уделяется большое внимание вопросам преобразования временных разрезов в глубинные и, в частности, использованию волновой теории как для получения пространственного положения геологических объектов, так и для решения прямой задачи [1, 2, 4, 6]. Точное решение можно получить с помощью интеграла Кирхгофа [5], согласно которому колебание в произвольной точке среды имеет вид:

$$f_p(t) = \frac{1}{4\pi} \int_S \int \left\{ \frac{1}{r} \left[ \frac{\partial f}{\partial n} \right] + \frac{1}{\sqrt{r}} \left[ \frac{\partial f}{\partial t} \right] \frac{\partial r}{\partial n} - [f] \frac{\partial}{\partial n} \left( \frac{1}{r} \right) \right\} dS, \quad (I)$$

где  $f$  - сферическая, в нашем случае импульсная волна;  $S$  - бесконечная отражающая плоскость, на которой заданы значения  $f$  и ее производных;  $r$  - расстояния от точек плоскости до точки наблюдения  $P$ . Волна  $f(t)$  задана в виде:

$$f = \begin{cases} \frac{1}{\rho} f(t - \frac{\rho}{V}) & \text{при } 0 < t - \frac{\rho}{V} < \tau, \\ 0 & \text{при } 0 \geq t - \frac{\rho}{V} > \tau, \end{cases} \quad (2)$$

где  $\rho$  - расстояния от источника до точек плоскости. Квадратные скобки в выражении (I) означают, что значения функции и ее производных заданы на поверхности интегрирования, т.е. на плоскости  $S$ , но последнее выполняется для момента времени  $t = \frac{\rho+r}{V}$ , когда волна достигает точки наблюдения.

Для горизонтальной плоскости с неизменяющимися отражающими свойствами, в частном случае совпадения источника и точки наблюдения, выражение (I), как показано в работе [3], легко приводится к виду:

$$f_p(t) = \int_h^{\infty} \left\{ \frac{h}{r^3} f\left(t - \frac{2r}{V}\right) - \frac{h}{2r^2} \frac{\partial}{\partial r} f\left(t - \frac{2r}{V}\right) \right\} dr, \quad (3)$$

где  $h$  — расстояние от точки  $\rho$  до плоскости, а затем

$$f_p(t) = -\frac{h}{2r^2} f\left(t - \frac{2r}{V}\right) \int_h^{\infty} \frac{1}{2h} f\left(t - \frac{2h}{V}\right). \quad (4)$$

Полученный результат согласуется с положением о том, что при отражении от гладкой зеркальной границы полупространства в среде без поглощения изменяется только амплитуда падающей волны в связи с расхождением, а форма не искажается.

В практических целях для восстановления полей и решения прямой задачи используют различные приближенные варианты интеграла Кирхгофа, выбирая в качестве подинтегрального выражения либо функцию  $f(t)$ , либо ее производную по времени [1, 5, 6]. Вопрос о правомерности применения тех или иных приближений наиболее полно освещен в работах [1, 2]. Мы рассмотрим более подробно некоторые особенности использования принципа Гюйгенса — Френеля с целью расчета теоретических сейсмограмм отражений от зеркальных и незеркальных границ.

Излучаемую волну, свойства отражающей границы (плоскости) и волну, приходящую в точку наблюдения, представим в виде линейной системы — сигнал на входе, характеристика системы и сигнал на выходе. В качестве временной характеристики системы используем ее импульсную реакцию — отклик на единичный импульс  $\delta(t)$  — дельта-функцию Дирака. Это позволит просто и быстро получить наглядную и достаточно общую характеристику рассматриваемой системы. Возьмем излучаемую источником сферическую волну в виде  $\frac{1}{\rho} \delta\left(t - \frac{\rho}{V}\right)$  и рассмотрим из выражения (I) интеграл

$$\frac{1}{4\pi} \int_S \int [f] \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{1}{r}\right) dS. \quad (5)$$

Для случая, которым мы ограничимся и в дальнейшем (источник и точка наблюдения совпадают), он легко преобразуется в интеграл

$$g_1(t) = \int_h^{\infty} \frac{1}{r^2} \delta\left(t - \frac{2r}{V}\right) dr = \int_{\tau_0}^{\infty} \frac{4h}{r^2 V^2} \delta(t - \tau) d\tau = \frac{4h}{r^2 V^2} G_0(t - \tau_0), \quad (6)$$

где  $\tau = \frac{2r}{V}$  и  $\tau_0 = \frac{2h}{V}$ .

Мы получили результат, подобный приведенному в работе [1]. При использовании выражений, подобных интегралу (6), для расчета или восстановления поля возникают ложные "хвосты" - явление "реверберации". Действительно, при  $t(\tau)$  импульсная реакция отражающей плоскости равна нулю, при  $t - \tau_0$  функция испытывает резкий скачок и равна  $\frac{2}{\tau^2 \sqrt{V}}$ . С увеличением  $t$  импульсная реакция монотонно убывает и в пределе при  $t \rightarrow \infty$  стремится к нулю, т.е. имеет бесконечную длительность. Если гадаящая волна представлена функцией  $f(t)$ , то в точке наблюдения мы получим волну

$$f_p(t) = g(t) * f(t) = \int_{-\infty}^{\infty} g(u) f(t-u) du = \int_{\tau_0}^{\infty} \frac{4h}{\tau^3 \sqrt{V}} f(t-\tau) d\tau, \quad (7)$$

причем интеграл (7) характеризует искажение волны  $f(t)$  и с учетом того, что  $r = \frac{\sqrt{V\tau}}$ , совпадает с первой половиной интеграла (3):

$$\begin{aligned} g_2(t) &= - \int_{\tau_0}^{\infty} \frac{h}{2r^2} \frac{\partial}{\partial r} \delta(t - \frac{2r}{V}) dr = \\ &= - \int_{\tau_0}^{\infty} \frac{2h}{\tau^2 \sqrt{V}} \frac{\partial}{\partial r} \delta(t - \tau) dr = - \left. \frac{2h}{\tau^2 \sqrt{V}} \delta(t - \tau) \right|_{\tau_0}^{\infty} - \\ &= \int_{\tau_0}^{\infty} \frac{4h}{\tau^3 \sqrt{V}} \delta(t - \tau) d\tau = \frac{4}{2h} \delta(t - \tau) - \frac{4h}{\tau^3 \sqrt{V}} G_0(t - \tau_0). \end{aligned} \quad (8)$$

Второй член правой части выражения (8) равен по величине и противоположен по знаку интегралу (6). Отсюда ясен механизм действия интеграла Кирхгофа: имеющие противоположные знаки ложные "хвосты" взаимно компенсируются, импульсная реакция становится равной  $g(t) = g_1(t) + g_2(t) = \frac{1}{2h} S(t - \tau_0)$ . Если источник возбуждает волну  $f(t)$ , то согласно свойствам дельта-функции

$$f_p(t) = g(t) * f(t) = \frac{1}{2h} \delta(t - \tau_0) * f(t) = \frac{1}{2h} f(t - \tau_0), \quad (9)$$

т.е. мы получаем результат, аналогичный приведенному в работе [3].

Рассмотрим плоский или "профильный" вариант интеграла (5) (для простоты не будем учитывать производной по нормали от  $\frac{1}{r}$ , которая оказывает второстепенное влияние на результат):

$$g_3(t) = - \int_{\tau_0}^{\infty} \frac{1}{r^2} \delta(t - \frac{2r}{V}) dx = - \int_{\tau_0}^{\infty} \frac{2\delta(t - \tau) dr}{\tau \sqrt{V^2 \tau^2 - h^2}} = \frac{2G_0(t - \tau_0)}{t \sqrt{V^2 t^2 - 4h^2}} \quad (10)$$

При  $t = \tau_0$  выражение (10) бесконечно велико, а затем, с увеличением  $t$ , резко убывает и в пределе равно нулю. Этот результат соответствует сделанному в работе [1] выводу о том, что в случае "профильного" варианта амплитуда ложного последствия бесконечно мала по сравнению с амплитудой на фронте волны. Поскольку мы решаем практическую задачу, нас интересует не сам факт наличия ложного последствия, а степень искажения результирующей волны под его влиянием. Исходя из бесконечно малой величины ложного последствия в последнем рассмотренном случае, можно заключить, что использование "профильного" варианта интеграла (5) допустимо для решения прямой задачи и восстановления волнового поля в пространстве.

Некоторые исследователи так и поступают [5,6]. Однако при этом могут быть встречены своеобразные "подводные камни". Пусть отражающая поверхность представлена полуплоскостью, ограниченной прямой линией, и, решая прямую задачу, мы должны учитывать дифракцию волны. В профильном варианте отражающая граница будет иметь вид полупрямой, уходящей в бесконечность в одну сторону и заканчивающейся точкой дифракции - с другой. В этом случае

$$g_3(t) = - \int_{\tau_0}^{\infty} \frac{2\delta(t-\tau) d\tau}{2\sqrt{V^2\tau^2 - 4h^2}} + \int_{\tau_1}^{\infty} \frac{\delta(t-\tau) d\tau}{2\sqrt{V^2\tau^2 - 4h^2}} = \\ = \frac{2G_0(t-\tau_0)}{t\sqrt{V^2t^2 - 4h^2}} - \frac{G_0(t-\tau_1)}{\sqrt{V^2t^2 - 4h^2}} \quad (II)$$

При  $t = \tau_0$  импульсная реакция (II), как и (10), бесконечно велика, затем резко убывает, испытывает разрыв и скачок в точке  $t = \tau_1$ , равный

$$\frac{2G_0(t-\tau_1) - G_0(t-\tau_1)}{t\sqrt{V^2t^2 - 4h^2}} \Big|_{t=\tau_1} = \frac{G_0(0)}{\tau_1\sqrt{V^2\tau_1^2 - 4h^2}}$$

и далее продолжает убывать, стремясь к нулю при  $t \rightarrow \infty$ . Операция свертки  $g_3(t)$  с  $f(t)$  дает в точке наблюдения волну  $f(t)$ , являющуюся суммой двух волн - отраженной, вступающей в момент времени  $t = \tau_0$ , и дифрагированной, вступающей в момент  $t = \tau_1$ . Однако, в связи с тем, что  $g_3(\tau_1) \ll g_3(\tau_0)$ , дифрагированная волна будет несоизмеримо мала по амплитуде по сравнению с отраженной и практически не проявится на сейсмограмме.

Задачи, подобные рассматриваемым, обычно решают при помощи численных методов на ЭВМ. Используют дискретное представ-

ление функций, входящих в линейную систему (при этом определенную роль играет шаг дискретизации). Рассмотрим решение прямой задачи для еще более упрощенного варианта "профильного" интеграла (10):

$$g_2(t) = -2 \int_{\tau} \delta(t-\tau) dx = -2 \int_{\tau} \delta(t-r) dx, \quad (12)$$

т.е. не будем учитывать расхождение энергии волны. Дискретное представление функции будет иметь вид:

$$g_3^*(n \Delta t) = g_3(t) \sum_{n=0}^{\infty} \delta(t - n \Delta t) = -g_{30} \delta(t) + g_{31} \delta(t - \Delta t) + \dots + g_{3k} \delta(t - k \Delta t), \quad (13)$$

где  $g_{30}, g_{31}, \dots, g_{3k}$  - значения функции  $g_3(t)$  в точках  $0, \Delta t, \dots, k \Delta t$ , а  $\delta(t)$  - импульс Кронекера, удовлетворяющий условиям:

$$\delta(t - n \Delta t) = \begin{cases} 1 & \text{при } (t - n \Delta t) = 0 \\ 0 & \text{при } (t - n \Delta t) \neq 0 \end{cases}$$

Отражающую границу представим в виде последовательности отрезков  $\Delta x$ , так что  $x = n \Delta x$ .

Примем, что падающая волна для каждого  $\Delta x$  имеет амплитуду 1, коэффициент отражения также равен 1. Первой к точке наблюдения  $x=0$  придет волна, соответствующая зеркальному отражению. Время ее прихода будет равно  $\tau_0 = \frac{2h}{v}$ . Затем придут волны от элементов  $\Delta x$  с номерами  $n = \pm 1, \pm 2, \pm 3$  и т.д. Если разбить временную трассу на небольшие (равные шагу дискретизации) интервалы  $\Delta \tau$ , то выражение для  $\tau$  можно записать так:

$$\tau = \tau_0 + m \Delta \tau = \frac{2\sqrt{h^2 + n^2 \Delta x^2}}{v}, \quad (14)$$

где  $m = 0, 1, 2, \dots$

Из (14) видно, что связь между  $m \Delta \tau$  и  $n \Delta x$  нелинейная, т.е. в одинаковых интервалах  $\Delta \tau$  окажется разное число отраженных импульсов. Амплитуда отраженной волны в каждом из интервалов равна сумме амплитуд элементарных волн, время прихода которых в точку наблюдения различается меньше, чем на  $\Delta \tau$ .

Отсюда следует:

$$\left. \begin{aligned} \tau_1 &= \tau_0 + \Delta \tau = \frac{2\sqrt{h^2 + n^2 \Delta x^2}}{v} \\ \tau_2 &= \tau_0 + 2\Delta \tau = \frac{2\sqrt{h^2 + n^2 \Delta x^2}}{v} \\ \dots & \dots \dots \dots \\ \tau_m &= \tau_0 + m \Delta \tau = \frac{2\sqrt{h^2 + n^2 \Delta x^2}}{v} \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

$$\begin{aligned}
 n_1 &= \frac{\sqrt{4hV\Delta\tau + (V\Delta\tau)^2}}{2\Delta x} \\
 n_2 &= \frac{\sqrt{42hV\Delta\tau + (2V\Delta\tau)^2}}{2\Delta x} \\
 &\dots \\
 n_m &= \frac{\sqrt{4mhV\Delta\tau + (mV\Delta\tau)^2}}{2\Delta x}
 \end{aligned}
 \tag{16}$$

Здесь  $n_1, n_2, \dots, n_m$  — количество импульсов отраженной волны, соответствующих  $\tau_0 + \Delta\tau, \tau_0 + 2\Delta\tau, \dots, \tau_0 + m\Delta\tau$ . Если количество импульсов в первом интервале  $\Delta\tau$  равно  $n_1$  (эта величина прямо пропорциональна амплитуде суммарного колебания в точке  $\Delta\tau = \tau_1 - \tau_0$ ), то во втором интервале  $\Delta\tau$  количество импульсов будет  $n_2 - n_1$ , в третьем —  $n_m - n_{m-1}$  и т.д. Нормируем величину  $n_m$  следующим образом:  $n'_1 = \frac{n_1}{n_1} = 1, n'_2 = \frac{n_2 - n_1}{n_1}, \dots, n'_m = \frac{n_m - n_{m-1}}{n_1}$ . Величина  $n'_m$  равна величине  $g'_3(m\Delta\tau)$ , так как мы взяли коэффициент отражения, равный 1. Из (16) получим:

$$g'_3(m\Delta\tau) = \frac{n_m - n_{m-1}}{n_1} = \frac{\sqrt{4hmV\Delta\tau + (mV\Delta\tau)^2} - \sqrt{4(m-1)V\Delta\tau + [(m-1)V\Delta\tau]^2}}{\sqrt{4hV\Delta\tau + (V\Delta\tau)^2}}
 \tag{17}$$

Если взять достаточно малый интервал  $\Delta\tau$ , вторыми членами под знаками радикалов можно пренебречь. Тогда

$$g'_3(m\Delta\tau) \approx \frac{\sqrt{4mhV\Delta\tau} - \sqrt{4(m-1)V\Delta\tau}}{\sqrt{4hV\Delta\tau}} = \sqrt{m} - \sqrt{m-1},
 \tag{18}$$

т.е.  $g'_3(m\Delta\tau)$  представлена последовательностью чисел: 1; 0,41; 0,32; 0,27 и т.д. Схема получения временной характеристики и сама характеристика показаны на рис.1а. Отраженная волна будет получена, если выполнить свертку импульса падающей волны  $f'(k\Delta\tau)$  с импульсной реакцией границы  $g'_3(m\Delta\tau)$ , т.е.:

$$f'_p(g\Delta\tau) = g'_3(m\Delta\tau) * f'(k\Delta\tau).
 \tag{19}$$

Известно, что для зеркальной границ отраженная волна по форме подобна падающей. Для линейной системы это положение будет выполнено, если представить реакцию в виде единичного импульса Кронекера  $\delta(t - t_n)$ , который равен 1 при  $t = t_n$  и нулю при  $t \neq t_n$ . Тогда  $f'_p(k\Delta\tau) = \delta(t_n) * f'(k\Delta\tau) = f'(k\Delta\tau)$ .

Решение (19) является приближенным в связи с наличием реверберации. Степень приближения можно оценить, сравнивая  $f'_p(g\Delta\tau)$  из (19) и  $f'_p(k\Delta\tau)$  из (20). Такое сравнение показано на рис.1б

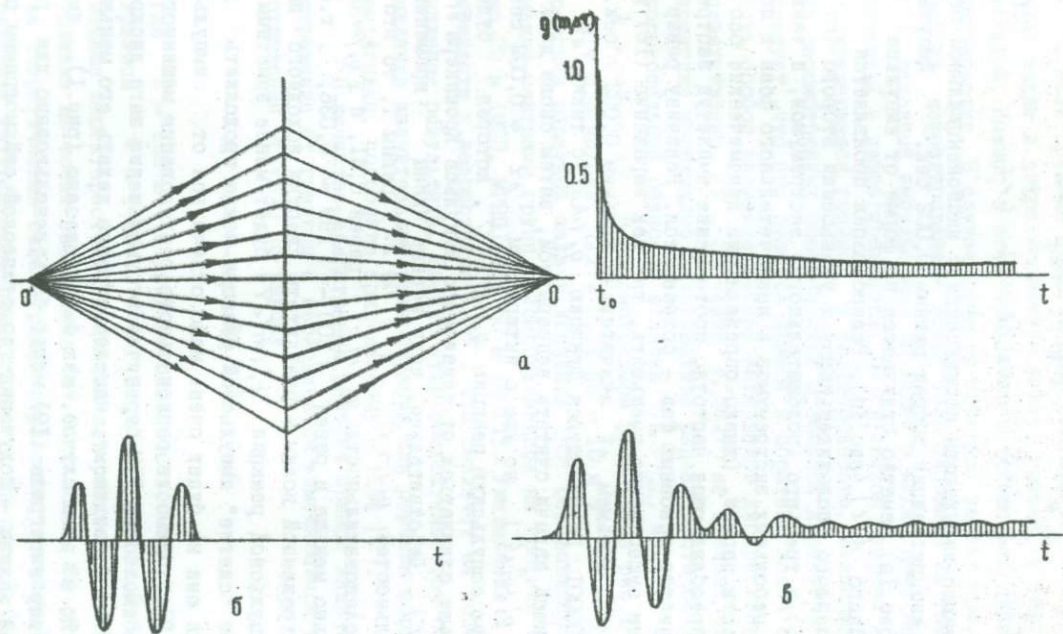


Рис. 1. Схема решения прямой задачи:  
 а - получение временной характеристики зеркальной отражающей границы; б - импульс падающей и отраженной  
 воды в случае зеркального отражения; в - импульс отражения от зеркальной границы, полученный в результате мо-  
 делирования

я I в. При этом в качестве падающей волны взят волновой импульс:

$$A(t) = \begin{cases} A_0 e^{-\alpha(t-t_0)} \cos \omega(t-t_0) & t \leq t_0 \\ A_0 e^{-\alpha(t-t_0)} \cos \omega(t-t_0) & t > t_0, \end{cases} \quad (21)$$

т.е. разрастающе-затухающая косинусоида с экспоненциальной огибающей. Шаг дискретизации выбран равным 0,002 сек. Импульс  $f_p'(g \Delta t')$  (рис. Iв) заметно отличается по форме от импульса  $f_p'(A \Delta t)$ , подобного  $A(t)$  (рис. Iб). Реверберация проявляется в увеличении первого (положительного) и уменьшении второго (отрицательного) и третьего (положительного) экстремумов, а также в появлении небольших экстремумов и незначительного фона в последующей части записи. Однако определяющие динамические особенности — преобладающая частота, соотношение амплитуд экстремумов, количество основных фаз — сохраняются. Величину реверберации можно существенно уменьшить, так как выражение (18) не зависит от  $\Delta t'$ . Возьмем  $\Delta t'$  значительно меньшим 0,002 сек., например, 0,00001. Получившуюся функцию  $g_3'(m \Delta t')$  с таким  $\Delta t'$  можно для нашей задачи считать непрерывной, затем снова дискретизируем  $g_3'(m \Delta t')$ , но уже с интервалом  $\Delta t'' = 0,002$  сек. Получим новую импульсную реакцию  $g_3'(m' \Delta t'')$ , которая будет гораздо меньше отличаться от единичного импульса Кронекера  $\delta(t_n)$ , чем  $g_3'(m \Delta t')$ . Действительно, если первые члены временных последовательностей  $g_3'(m \Delta t')$  и  $g_3'(m' \Delta t'')$  равны 1, то второй член последовательности  $g_3'(m \Delta t')$  равен 0,41, а у  $g_3'(m' \Delta t'')$  он значительно меньше и равен  $\sqrt{200} - \sqrt{199} \approx 0,036$ , т.е. искажение отраженной волны в результате свертки исходного импульса и импульсной реакции  $g_3'(m' \Delta t'')$  будет менее заметным. Своеобразное "сжатие" импульсной реакции можно продолжить до тех пор, пока она не будет очень мало отличаться от импульса Кронекера. Необходимость рационального расходования машинного времени и возможности ЭВМ ограничивают уменьшение шага дискретизации  $\Delta t'$ . По-видимому, нецелесообразно делать его меньшим 0,002 сек. Но и в этом случае, как было показано (рис. I), численное решение интеграла (12) может быть использовано для решения прямой задачи — получения теоретической сейсмограммы отраженной волны. При численном решении интеграла (12) значения членов временной последовательности уменьшаются с увеличением

времени не так резко, как в случае точного решения (II). Поэтому, если граница представлена полупрямой, численное решение дает также и дифрагированную волну, правда, с уменьшенной амплитудой. Именно в этом проявится искажение ее динамических характеристик. В случае решения обратной задачи при наличии дифракции дифрагированная волна зафиксирована на сейсмограмме, т.е. исходный импульс как бы задан в виде суммы двух волн - отраженной и дифрагированной. На глубинном разрезе восстановятся и отражающаяся граница, и неоднородность, вызвавшая дифракцию. Из рассмотренных особенностей временной характеристики границы следует, что при решении прямой и обратной задач следует уделять особое внимание выбору интервалов дискретизации  $\Delta \tau$  и, соответственно,  $\Delta x$ . Значение  $q_3'(m \Delta \tau)$  не зависит от  $\Delta x$ , но на практике необходимо пользоваться характеристикой  $q_3^*(m \Delta \tau)$ , пропорциональной разности величин  $n_{m-1} - n_{m-2}$  из (I6) и зависящей от  $h, V, \Delta \tau$  и  $\Delta x$ . В рассмотренном примере на рис. I  $h = 1$  км,  $V = 2,5$  км/сек,  $\Delta x = 0,01$  км = 10 м и  $\Delta \tau = 0,002$  сек. При решении обратной задачи значение  $\Delta x$  обусловлено расстоянием между центрами групп сейсмоприемников на профиле и обычно равно 25 м (МОВ, МРНИ) или 50 м (МОГТ). Увеличение  $\Delta x$  должно привести к возрастанию  $\Delta \tau$ , что повлечет за собой большее искажение результата. Именно этим обстоятельством объясняется появление значительной реверберации для решения обратной задачи интеграла, подобного приведенному в (I2) [2].

В качестве иллюстрации решения прямой задачи рассмотрим отражение от границы с периодически изменяющимся коэффициентом отражения  $h(n \Delta x)$  по закону:

$$h(n \Delta x) = \cos \frac{2\pi n \Delta x}{l} + 1, \quad (22)$$

где  $l = 100$  м - период шероховатости,  $\Delta x = 10$  м, глубина границы  $h = 1$  км,  $V = 2,5$  км/сек. На рис. 2 приведены временные характеристики отражения для различных расстояний от источника до точки наблюдения (от 0 до 80 м). На рис. 3 а показана теоретическая сейсмограмма отражения, имеющая отчетливо выраженный интерференционный характер. На рис. 3 б показана теоретическая сейсмограмма от границы, представленной в виде отдельных точек дифракции с таким же периодом шероховатости, т.е.

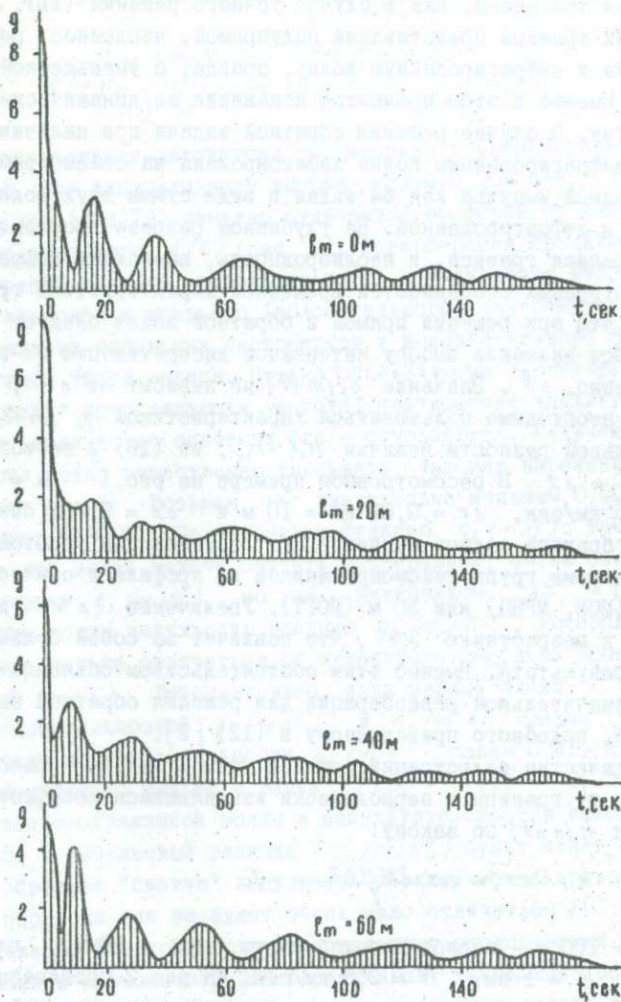


Рис. 2. Временные характеристики шероховатой границы для различных расстояний источник-приёмник колебаний

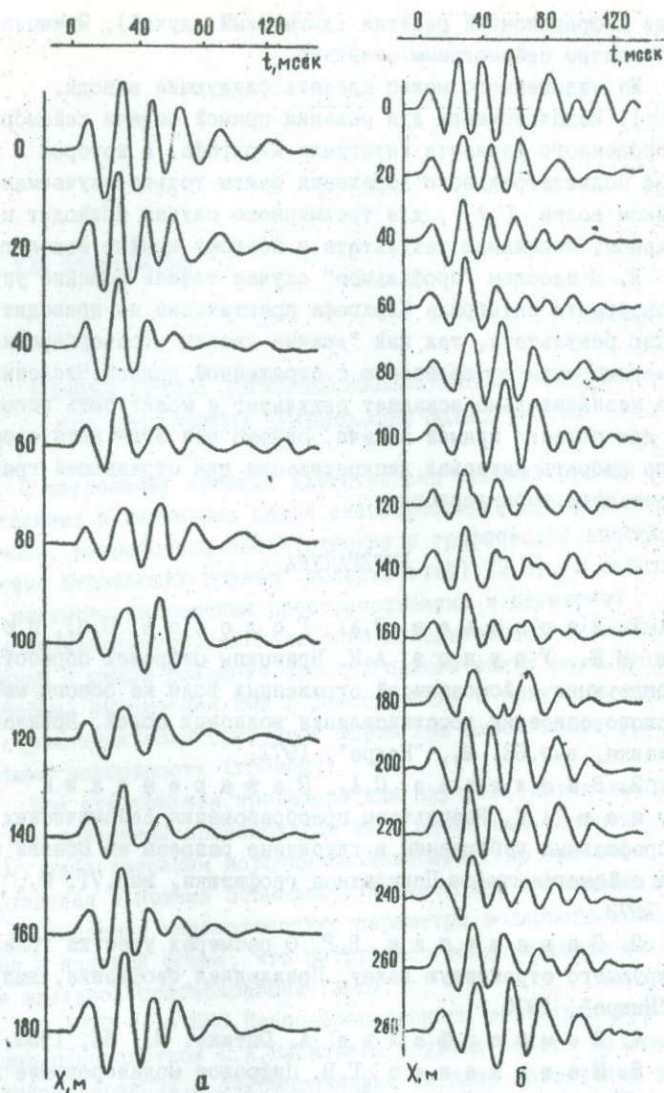


Рис. 3. Теоретические сейсмограммы отражений: а - для непрерывной шероховатой границы; б - для дискретной границы ( $\lambda / \ell = 0,5$ )

в виде дифракционной решетки (двумерный случай). Принципиальное сходство сейсмограмм очевидно.

Из изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Использование для решения прямой задачи сейсморазведки упрощенного варианта интеграла Кирхгофа, в котором в качестве подинтегрального выражения взята только изучаемая источником волна  $f(t)$ , для трехмерного случая приводит к значительному искажению результата и поэтому крайне нежелательно.

2. В плоском "профильном" случае точное решение упрощенного варианта интеграла Кирхгофа практически не приводит к искажению результата, так как "ложные хвосты" (реверберация) несоизмеримо малы по сравнению с отраженной волной. Численное решение незначительно искажает результат и может быть использовано для решения прямой задачи, однако при этом необходимо правильно выбрать интервал дискретизации для отражающей границы и ее временной характеристики.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев С.А., Голосов В.П., Пошков М.К., Урупов А.К. Принципы цифровой обработки и интерпретации сейсмозаписей отраженных волн на основе математического описания восстановления волновых полей. Прикладная геофизика, вып.66. М., "Недра", 1972.

2. Васильев С.А., Саваренский В.Е., Урупов А.К. Результаты преобразования сейсмических записей профильных наблюдений в глубинные разрезы на основе принципов сейсмологографии. Прикладная геофизика, вып.71. М., "Недра", 1973.

3. Завалишин Б.Р. О размерах участка границы, формирующего отраженную волну. Прикладная геофизика, вып. 77. М., "Недра", 1975.

4. Зоммерфельд А. Оптика. М., ИЛ, 1953.

5. Матвеев Г.В. Цифровое моделирование явлений отражения и дифракции. Прикладная геофизика, вып.76. М., "Недра", 1974.

6. Тимошин Ю.В. Основы дифракционного преобразования сейсмических записей. М., "Недра", 1972.

РЕШЕНИЕ ПРЯМОЙ ДВУМЕРНОЙ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ  
ДЛЯ СОПРЯЖЕННЫХ ПРИЕМНО-ИЗЛУЧАЮЩИХ СИСТЕМ

К настоящему времени известен ряд решений прямых пространственных и двумерных задач сейсморазведки методом отраженных волн, разработаны аналитические и графические способы нахождения отражающих границ (поверхностей) [2, 5]. В работах [1, 3, 4] рассмотрены решения пространственных и двумерных задач при возбуждении упругих колебаний поверхностных (линейных) источников с целью создания фронтов сейсмических волн произвольной формы, управления ими в пространстве и получения голограмм отраженных волн требуемой формы при любой конфигурации отражающей поверхности (границы).

Все эти решения приведены для случаев, когда возбуждение упругих колебаний производится либо одиночным точечным источником, либо линейным источником колебаний, но при этом базы возбуждения и приема совмещены. Кроме того, в указанных работах управляемые кинематические параметры волнового поля содержатся в неявной форме, что затрудняет использование их в способе активной сейсмолокации (АСЛ).

С 1972 г. в НИС Ивано-Франковского института нефти и газа под руководством Ю. А. Васильева ведутся работы по реализации принципов локации в сейсморазведке на базе применения управляемых интерференционных систем. Этими работами обоснован так называемый способ активной сейсмолокации слоистых сред, основанный на использовании сопряженных следящих интерференционных систем при возбуждении и приеме упругих колебаний и позволяю-

щий преобразовывать сейсмическую информацию в изображения исследуемой среды.

Для правильного и обоснованного применения способа АСД необходимо знание кинематических особенностей годографов отраженных волн, а также взаимосвязи управляемых кинематических параметров волнового поля в точках приема и возбуждения.

Ниже даются решения прямой двумерной задачи в общем и явном видах при следующих допущениях: покрывающая среда однородна, изотропна и характеризуется постоянной скоростью распространения упругих колебаний; отражающая граница произвольной формы может быть аппроксимирована некоторой кусочно-гладкой функцией, имеющей непрерывную производную в интервалах непрерывности самой отражающей границы; в момент времени  $t=0$  задано положение фронта падающей волны (нулевая изохрона), ориентированного под определенным углом к линии наблюдений.

Сформулируем прямую задачу сейсморазведки МОВ следующим образом: по заданным уравнениям отражающей границы

$$Z_p = f(x_p), \quad (1)$$

изохроны излучения (нулевой изохроны)

$$Z_0 = f(x_0) \quad (2)$$

и изохроны приема

$$Z_s = f(x_s) \quad (3)$$

найти уравнение годографа отраженной волны.

При принятых условиях для каждого бесконечно малого элемента отражающей границы можно найти мнимую точку, которая будет зеркальным изображением элементарного пункта взрыва. Совокупность мнимых точек образует мнимую линию [5], уравнение которой может быть получено как уравнение огибающей семейства окружностей

$$(x - x_p)^2 + (z - Z_p)^2 = (x_p - x_0)^2 + (Z_p - Z_0)^2. \quad (4)$$

Чтобы найти уравнение огибающей, продифференцируем (4) по  $x_p$  как по параметру [7]:

$$x_0 + Z_0 Z_p' - x - Z Z_p' = 0, \quad (5)$$

где  $Z_p' = \partial Z_p / \partial x_p$ .

Из формул (4) и (5) находим уравнение мнимой линии в параметрической форме:

$$x_L = x_0 + 2Z_0 Z_p' + \frac{2a}{b} Z_p'; \quad z_L = -Z_0 - \frac{2a}{b}, \quad (6)$$

где  $a = \chi_p z_p' - \chi_0 z_0' - z_0 z_p'^2 - z_p$ ,  $b = 1 + z_p'^2$ .

Запишем уравнение луча, выходящего из произвольной точки мнимой линии:

$$\frac{z_s - z_p}{z_L - z_p} = \frac{\chi_s - \chi_p}{\chi_L - \chi_p} \quad (7)$$

Решая совместно (6) и (7), получим выражение для определения абсциссы точки пересечения луча с изохроной отраженной волны:

$$\chi_s = \frac{2a(\chi_p + z_p z_p') + b(2z_0 z_p z_p' + z_p \chi_0 + \chi_p z_0)}{2a + b(z_0 + z_p)} \quad (8)$$

Время пробега волны по лучу  $\angle S$  найдем из формулы

$$V t_s = [(\chi_s - \chi_L)^2 + z_L^2]^{1/2} \quad (9)$$

Подставив в (9) выражения для  $\chi_L$ ,  $z_L$  из (6) и  $\chi_s$  из (8), получим уравнение годографа отраженной волны в параметрической форме

$$t_s = \frac{1}{V} \frac{(2a + b z_0) R}{2a + b(z_0 + z_p)} \quad (10)$$

где  $R = [(\chi_0 - \chi_p)^2 + (z_0 - z_p)^2]^{1/2}$

Следует отметить, что выражения (8 и 10) справедливы в случае, когда в качестве источника колебаний выбирается произвольный элементарный излучатель, расположенный на нулевой изохроне (2). Далее надо найти огибающую семейства мнимых линий (6), считая  $\chi_0$  параметром, а затем повторить вывод уравнения годографа или найти огибающую семейства (10), которая и будет искомым годографом отраженных волн в АСЛ.

Из выражений (8 и 10) видно, что продольный линейный годограф отраженных волн в АСЛ как огибающая семейства  $t_s$  является непрерывной и однозначной функцией координат точек отражающей границы, нулевой изохроны и изохроны отраженной волны.

Переход от параметрического представления годографа к уравнению в явной форме возможен лишь для заданных в аналитическом виде нулевой изохроны и отражающей границы.

Введем левую систему координат  $OXZ$ , совместив ось  $OX$  с профилем наблюдений. Центры баз излучения и приема, длина которых  $2\epsilon_0$  и  $2\delta_0$  соответственно, поместим в точки  $\chi_0 = -m$  и  $\chi_s = m$ . Координаты точечных излучателей и приемников относительно соответствующих центров баз обозначим через  $\xi$  и  $\delta$ .

При решении задачи ограничимся рассмотрением частного случая, когда изохрона излучения и отражающая граница, а соответственно и изохрона отраженной волны, являются плоскими. Затем запишем выражения:

$$Z_0 = k_0 \bar{z}, \quad x_0 = \bar{z} - m, \quad (II)$$

$$Z_p = k \chi_p + H, \quad (I2)$$

$$Z_s = k_s \delta, \quad x_s = \delta + m, \quad (I3)$$

где  $H$  — глубина по вертикали до отражающей границы, отсчитываемая из начала координат — середины отрезка, соединяющего центры баз излучения и приема;  $k_0, k, k_s$  — тангенсы углов наклона отражающей границы и изохрон излучения и приема соответственно.

Поскольку координаты линейного годографа являются функциями координат нулевой изохроны (II) и отражающей границы (I2), для решения задачи в явном виде необходимо выразить координаты отражающей границы ( $\chi_p, Z_p$ ) через  $\bar{z}$ . Запишем уравнение луча, перпендикулярного к нулевой изохроне и проходящего через точку ( $\chi_p, Z_p$ ) отражающей границы:

$$Z_p - Z_0 = -\frac{1}{k_0} (\chi_p - \bar{z}). \quad (I4)$$

Из уравнений (II-I4) получим выражения для определения координат отражающей границы через координату  $\bar{z}$  нулевой изохроны:

$$\chi_p = \frac{\bar{z}(1+k_0^2) - m - Hk_0}{1+k_0k}; \quad Z_p = \frac{k\bar{z}(1+k_0^2) + H - km}{1+k_0k} \quad (I5)$$

$Z_p$  определим по известным правилам дифференцирования [6], т.е.

$$Z_p' = \frac{\partial Z_p}{\partial \bar{z}} \cdot \frac{\partial \bar{z}}{\partial \chi_p} = \frac{\partial Z_p}{\partial \bar{z}} / \frac{\partial \chi_p}{\partial \bar{z}}$$

откуда

$$Z_p' = k \quad (I6)$$

Уравнения для мнимой линии запишем аналогично уравнениям (6), подставив в них выражения для  $\chi_p, Z_p$  и  $Z_p'$  из (I5 и I6):

$$\begin{aligned} x_L &= \frac{2Hk + (1-k^2)m - (1-k^2 + 2k_0k)\bar{z}}{1+k^2}, \\ Z_L &= \frac{2H - 2km - (k_0k^2 - k_0 + 2k)\bar{z}}{1+k^2} \end{aligned} \quad (I7)$$

Как видно из выражения (I7), мнимая линия вырождается в точку, поэтому (I7) можно рассматривать как параметрическое (по пара-

метру  $\bar{z}$ ) уравнение мнимой линии для всего линейного излуча-  
теля.

Исключая из (17) параметр  $\bar{z}$ , получим:

$$Z_L = \frac{k_0 k^2 - k_0 + 2k}{1 - k^2 - 2k_0 k} X_L + \frac{2(1+k_0 k)H - k_0(1-k^2)m}{1 - k^2 + 2k_0 k} \quad (18)$$

Запишем уравнение луча, перпендикулярного к мнимой линии:

$$Z - \frac{1}{k_L} (X - X_S) = Z_S \quad (19)$$

Как следует из (18), мнимая линия в АСЛ, соответствующая линей-  
ному излучателю, представляет собой прямую линию с угловым ко-  
эффициентом

$$k_L = \frac{2k - k_0(1 - k^2)}{1 - k^2 + 2k_0 k}$$

Решая совместно (17 - 19) и подставляя вместо  $k$  его зна-  
чения ( $k = \operatorname{tg} \varphi$ ), получим выражение для годографа отраженных  
волн в АСЛ:

$$Vt_S = 2 \frac{H \cos \varphi + m \sin \varphi + k_0 (H \sin \varphi - m \cos \varphi)}{\sqrt{1 + k_0^2}} \cos \varphi + \quad (20)$$

$$+ \frac{(1 - k_0 k_1) \sin 2\varphi - (k_0 + k_1) \cos 2\varphi}{\sqrt{1 - k_0^2}} \int$$

Из полученного выражения следует, что годограф отраженных  
волн в АСЛ для плоской отражающей границы представляет собой  
прямую линию.

Приравнявая в (20) к нулю коэффициент при  $\int$  и дифферен-  
цируя его по  $k_0$ , определим то положение изохроны излучения,  
при котором обеспечивается минимальное время пробега волны до  
точки с координатой  $\bar{v} = 0$ .

$$k_0 = \frac{H \sin \varphi - m \cos \varphi}{H \cos \varphi + m \sin \varphi} \quad (21)$$

При этом условии (21) соответствует положение изохроны приема,  
определяемое выражением

$$k_1 = \frac{H \sin \varphi + m \cos \varphi}{H \cos \varphi - m \sin \varphi} \quad (22)$$

Требуемая ориентация изохрон излучения и приема может  
быть осуществлена путем ввода временных задержек, величина ко-  
торых связана с ориентацией соответствующих изохрон следующим  
образом:

$$\text{на излучении} \quad \Delta t_i(\bar{z}) - \varphi_i'(\bar{z}) = - \frac{k_0}{\sqrt{1 - k_0^2}} \bar{z};$$

на приеме  $\Delta t_p(\delta) - \tau_p'(\delta) = -\frac{k_1}{\sqrt{1-k_1^2}} \delta$  (23)

Подставляя в (23) выражения для  $k_0$  и  $k_1$  из (21 и 22), получим

$$\begin{aligned} \tau_i'(\xi) &= \frac{m \cos \varphi - H \sin \varphi}{V \sqrt{H^2 + m^2}}, \\ \tau_p'(\delta) &= -\frac{m \cos \varphi + H \sin \varphi}{V \sqrt{H^2 + m^2}} \end{aligned} \quad (24)$$

Рассмотрим вопрос о взаимосвязи углов входа и выхода сейсмической радиации при произвольном наклоне плоских отражающих границ, т.е. о положении и наклоне годографов отраженных волн в АСЛ для каждого заданного значения ориентации падающего луча  $V\tau_i'(\xi)$ .

Связь величин  $V\tau_i'(\xi)$  и  $V\tau_p'(\delta)$  (косинусов углов между осью  $Ox$  и направлениями соответственно падающего и отраженного лучей), выраженную через параметры модели среды, определим, используя выражения (24):

$$V\tau_p'(\delta) = -V\tau_i'(\xi) + \frac{2 \sin \varphi}{\sqrt{1+m^2/H^2}}$$

В частном случае, когда отражающая граница горизонтальна ( $\varphi=0$ )

$$V\tau_p'(\delta) = -V\tau_i'(\xi),$$

косинусы углов наклона изохрон на излучении и при приеме равны по величине и противоположны по знаку.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бендерский В.Я., Райхер Л.Д., Харваз И.И. Метод управления фронтами волн в сейсморазведке. Труды УкрНИГРИ. М., "Недра", 1973.

2. Берзон И.С. Интерпретация поверхностных годографов отраженных волн. - "Изв. АН СССР", сер. геогр. и геофизич. т. X, № 1, 1946.

3. Васильев Ю.А. Решение прямой пространственной задачи сейсморазведки МОВ в случае линейного источника колебаний. - "Изв. АН СССР", сер. геофиз., № 3, 1963.

4. Васильев Ю.А. Графоаналитический способ решения пространственных задач сейсморазведки методом отраженных волн. - "Изв. АН СССР", сер. геофиз., № 1, 1963.

5. Завьялов В.Д., Тимошин Ю.В. Годографы

отраженных волн для криволинейных границ раздела и их интерпретация. - "Изв. АН СССР", сер. геофиз., № 2, 1955.

6. С м и р н о в В.И. Курс высшей математики. Т.П. М., "Наука", 1974.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ  
СРЕДЫ И ПОСТРОЕНИЯ ГЛУБИННОГО РАЗРЕЗА ПО МАТЕРИАЛАМ МОГТ

Одной из основных проблем сейсморазведки стала разработка способов определения скоростной характеристики среды непосредственно по годографам отраженных волн. Это связано с тем, что структурные построения целевых (нефтеперспективных и др.) горизонтов, выполненные по сейсмическим данным, нередко неудовлетворительно сопоставимы с данными бурения во многих районах, особенно со сложным геологическим строением (в частности, в областях развития солянокупольной тектоники). Достоверность структурных построений сейсморазведки в значительной степени зависит от точности сведений о скоростной характеристике среды. До недавнего времени последние, как правило, определялись по данным скважинных наблюдений (ВСП, АК), которые в лучшем случае характеризуют околоскважинное пространство и не отражают истинного распределения скоростей по всему сейсмическому профилю. С внедрением же метода многократных перекрытий в практику сейсморазведочных работ появилась принципиальная возможность изучения истинного распределения скоростей по глубине в любой точке профиля.

Оба способа определения скоростной характеристики среды не исключают, а взаимно дополняют друг друга. У каждого из них имеются свои преимущества и недостатки. Достоинством скважинных способов следует признать большую однозначность получаемых данных. Однако эти данные не всегда можно распространить за пределы околоскважинного пространства, особенно когда исследу-

емый район характеризуется сложным геологическим строением и горизонтальным градиентом скорости. Такого недостатка лишены данные, получаемые непосредственно по материалам МОГТ. Скоростная характеристика может быть определена по ним в принципе в любой точке профиля ОГТ. Но достоверность данных зависит от соответствия модели, положенной в основу расчетов, реальной среде. Поэтому сведения о скоростной характеристике среды, получаемые по материалам скважинных наблюдений, должны служить в качестве опорных с целью привязки к ним данных, получаемых по материалам ОГТ.

В этой статье рассматривается методика определения скоростной характеристики и построения глубинного разреза для модели среды с плоскими наклонными границами раздела и скоростью, изменяющейся в каждом слое только вдоль напластования. Такой моделью можно пользоваться на участках профилей ОГТ с относительно небольшими величинами кривизны отражающих границ.

Предположим, что на временном разрезе, полученном с учетом результатов разновременного суммирования материалов МОГТ, прокоррелированы  $N$  однократных отраженных волн. Пусть нам известно двойное время прохождения этих волн от искомым отражающих границ раздела до точек наблюдения на профиле ОГТ и далее в результате разновременного суммирования материалов определены скорости  $V_{\text{ОГТ}}$ . Требуется установить величины пластовых скоростей и координаты точек отражения для каждого слоя вдоль профиля ОГТ.

Для определения пластовых скоростей воспользуемся зависимостью предельного значения эффективной скорости  $V_{\text{эф. пр.}}$  от параметров многослойной двумерной среды, полученной сначала в работе [1], а затем и в других работах [2, 3].

Согласно работе [1]:

$$(V_{\text{эф. пр.}}^2)_n = \frac{1}{T_n \cos^2 \beta_{0n}} \left[ V_1^2 t_{1n} + \frac{\cos^2 \alpha_{1n}}{\cos^2 \beta_{1n}} V_2^2 t_{2n} + \dots \right. \\ \left. \frac{\cos^2 \alpha_{1n} \cos^2 \alpha_{2n} \dots \cos^2 \alpha_{i-1,n}}{\cos^2 \beta_{1n} \cos^2 \beta_{2n} \dots \cos^2 \beta_{i-1,n}} V_i^2 t_{in} + \dots + \frac{\cos^2 \alpha_{1n} \cos^2 \alpha_{2n} \dots \cos^2 \alpha_{n-1,n}}{\cos^2 \beta_{1n} \cos^2 \beta_{2n} \dots \cos^2 \beta_{n-1,n}} V_n^2 t_{nn} \right] \quad (I)$$

$1 \leq i \leq n,$

где  $T_n$  - двойное время прохождения волны по нормальному лучу (при нулевом расстоянии взрыв-прибор) от поверхности Земли до  $n$ -ой отражающей границы;  $\alpha_{i-1,n}$  - угол падения на  $i-1$ -ю

границу луча, нормального к  $n$ -ой границе;  $\beta_{i-1,n}$  - угол преломления на  $i$ -I-ой границе луча, нормального к  $n$ -ой границе;  $\beta_{on}$  - угол выхода на поверхность земли луча, нормального к  $n$ -ой границе;  $t_{in}$  - двойное время прохождения волны в  $i$ -м слое по лучу, нормальному к  $n$ -ой границе.

При выходе луча, нормального к  $n$ -ой границе, на поверхность земли выполняется следующая зависимость:

$$\frac{\sin \beta_{on}}{V_i} = \frac{(t_x)_n}{2}, \quad (2)$$

где  $(t_x)_n$  - производная годографа отраженной волны от  $n$ -ой границы на временном разрезе.

На границе слоев лучи претерпевают преломление согласно закону Снеллиуса:

$$\frac{\sin \beta_{i-1,n}}{\sin \beta_{i-1,n}} = \frac{V_{i-1}}{V_i}. \quad (3)$$

Для модели среды с постоянными пластовыми скоростями лучи внутри каждого слоя представляют собой прямые линии [4]. В любом слое между углами преломления луча на кровле и падения на подошву и углами наклона обеих границ слоя существует соотношение:

$$\beta_{i-1,n} - \varphi_{i-1} = \alpha_{in} - \varphi_i. \quad (4)$$

В случае зависимости скорости от одной координаты форма сейсмических лучей усложняется и определяется видом скоростной функции [4]. Но вдоль луча в данном слое остается справедливой зависимость:

$$\frac{\sin \alpha(\varphi)}{v(\varphi)} = p = \text{const}, \quad (5)$$

где  $\varphi$  - координата, ориентированная вдоль напластования слоя;

$p$  - параметр луча.

Формулы (1-5) служат основой для дальнейших расчетов. Методика определения скоростной характеристики среды и построения глубинного разреза основывается на последовательном нахождении пластовых скоростей в слоях, начиная с верхнего, и координат точек отражения, соответствующих нормальным лучам.

Такая последовательность операций неизбежно приведет к быстрому накоплению ошибок с ростом номера слоя, для которого производятся определения, особенно при сложном строении среды. Ввиду отсутствия данных о предельных значениях эффективных скоростей мы вынуждены пользоваться скоростями  $V_{\text{ОГТ}}$ . Скорости же  $V_{\text{ОГТ}}$ , хотя и близки к  $V_{\text{эф.пр.}}$ , все же отличаются от них ввиду негиперболичности годографа ОГТ в многослойной среде. Это отличие скоростей, зависящее от формы промежуточных границ раздела и от длины базы наблюдения, может иметь как положительный, так и отрицательный знаки и достигать нескольких десятков процентов [5]. В средах с плоскими наклонными границами раздела величина отклонения меньше, чем в средах с криволинейными границами, но достаточна для быстрого накопления ошибок. Поэтому для получения приемлемых результатов возникает необходимость введения в алгоритм такой процедуры, которая позволила бы, используя только исходные данные, приблизить значения  $V_{\text{ОГТ}}$  к  $V_{\text{эф.пр.}}$  и повысить достоверность получаемых данных о пластовых скоростях и координатах точек отражения. Это в значительной степени достигается применением так называемого итеративного алгоритма [5,6]. Суть его заключается в следующем. Допустим, что в  $N$ -слойной среде нам точно известны положения отражающих границ до номера  $n-I$  включительно и пластовые скорости слоев от  $I$  до  $n-I$ . Требуется уточнить значения пластовых скоростей  $n$ -го слоя и координат точек отражения  $n$ -ой границы, найденные в результате решения обратной задачи по материалам МОГТ.

Чтобы получить желаемый результат, необходимо приблизить значения исходных скоростей  $V_{\text{ОГТ}}$  к  $V_{\text{эф.пр.}}$ . С этой целью при заданных параметрах  $n$ -слойной среды решается прямая задача сейсморазведки, т.е. для заданного расположения источников и приемников, отвечающих системе наблюдений ОГТ, рассчитывается система лучей, образующих годографы ОГТ от  $n$ -ой границы. Затем по способу наименьших квадратов для каждого годографа находится параметр аппроксимирующей его гиперболы - скорость  $V_{\text{ОГТ}}$ . Сравнивая величины расчетных и исходных скоростей  $V_{\text{ОГТ}}$ , определяют величину поправки

$$\Delta V_{\text{ОГТ}} = V_{\text{ОГТ расч.}} - V_{\text{ОГТ иск.}} \quad (6)$$

Если вычесть величину этой поправки из исходных значений  $V_{\text{ОГТ}}$ , получим значение, более близкое к величине  $V_{\text{эф.пр.}}$ , чем  $V_{\text{ОГТ}}$ . Повторяя этот итеративный процесс попеременного решения обратной и прямой задач сейсморазведки, можно приблизиться к значению  $V_{\text{эф.пр.}}$ , для которого существует точное решение обратной задачи. Таким образом, последовательным приближением скорости  $V_{\text{ОГТ}}$  к  $V_{\text{эф.пр.}}$  мы добиваемся постепенного уточнения положения отражающей границы и пластовой скорости в слое выше нее. Достигнув желаемой коррекции положения  $n$ -ой границы и значения пластовой скорости  $n$ -го слоя, переходим к нахождению положения следующей границы и пластовой скорости выше нее.

Следует учесть, что при решении обратной задачи прямо из исходных данных можно определить лишь углы выхода нормальных лучей на линию наблюдения, для чего необходимо воспользоваться формулой (2). Остальные углы падения и преломления в многослойной среде, а также время прохождения волны в каждом слое определяются при прослеживании луча.

Последовательность расчетов следующая. Опуская все члены уравнения (1), кроме первого, получим для верхнего слоя:

$$(V_{\text{эф.пр.}}^2)_1 = \frac{1}{T_1 \cos^2 \beta_{01}} V_1 \cdot t_{11}. \quad (7)$$

Но для первого слоя  $T_1 = t_{11}$ . Учитывая это и используя формулу (2) для определений  $\cos^2 \beta_{01}$ , получим из выражения (5):

$$V_1^2 = \frac{(V_{\text{эф.пр.}}^2)_1}{1 + \frac{(V_{\text{эф.пр.}}^2)_1 \cdot (t_{11}^2)_1}{4}}. \quad (8)$$

По формуле (8) производится определение пластовой скорости в первом слое по всему профилю ОГТ. Затем находятся углы выхода нормальных лучей на дневную поверхность по формуле (2). Далее по известным величинам скорости, времени пробега и углу выхода нормального луча определяются координаты точек отражения первой границы:

$$X = X_0 + S_{11} \sin (\beta_{01} + \gamma_0), \quad (9)$$

$$Z = S_{11} \cos (\beta_{01} + \gamma_0), \quad (10)$$

где  $X_0$  - абсцисса точки выхода нормального луча на линию наблюдения;  $S_{II}$  - длина нормального луча.

С целью нахождения величин пластовых скоростей в слоях с номером  $n \geq 2$  поступаем следующим образом. Используя формулу (3), находим величину:

$$\cos^2 \beta_{n-1,n} = 1 - \frac{V_{n-1}^2}{V_n^2} \sin^2 \alpha_{n-1,n}, \quad (II)$$

где  $\beta_{n-1,n}$  - угол преломления луча в слое, для которого производится определение пластовой скорости.

Подставив это выражение в формулу (I) и выполнив необходимые преобразования, найдем:

$$\frac{1}{V_n^2} = \frac{\sin \alpha_{n-1,n}}{V_{n-1}^2} + \frac{\cos^2 \alpha_{1n} \cos^2 \alpha_{2n} \dots \cos^2 \alpha_{n-2,n} \cos^2 \alpha_{n-1,n} t_{nn}}{\cos^2 \beta_{1n} \cos^2 \beta_{2n} \dots \cos^2 \beta_{n-2,n} \cos^2 \beta_{n-1,n} t_{nn}} \quad (I2)$$

Как видно из формулы (I2), для нахождения пластовых скоростей в слоях с номером  $n \geq 2$  необходимо предварительно определить углы падения и преломления луча и время пробега волн во всех вышележащих слоях. Это легко осуществляется по известным параметрам слоев при прослеживании луча. Методика прослеживания луча в данной статье не приводится. При необходимости с ней можно ознакомиться в работе [7]. После определения скорости в  $n$ -ом слое по всему профилю наблюдения производится вычисление координат точек отражения:

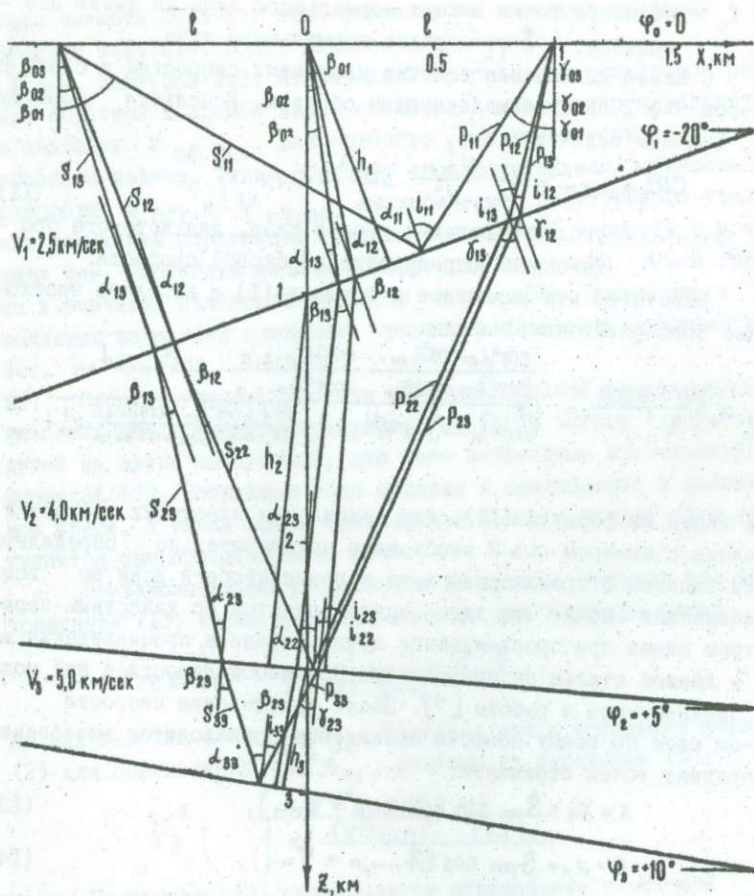
$$X = X_n + S_{nn} \sin(\beta_{n-1,n} + \varphi_{n-1}), \quad (I3)$$

$$Z = Z_n + S_{nn} \cos(\beta_{n-1,n} + \varphi_{n-1}), \quad (I4)$$

где  $X_n$  и  $Z_n$  - координаты точки преломления луча, нормального к  $n$ -ой границе, на  $n-1$  границе;

$S_{nn}$  - длина отрезка луча, нормального к  $n$ -ой границе, в  $n$ -ом слое.

Чтобы показать на конкретном примере последовательность необходимых вычислений, с одной стороны, и возможности самого метода - с другой, рассмотрим прямую и обратную задачи сейсморазведки для трехслойной модели, представленной на рисунке. Три отражающие границы имеют углы наклона -  $20^\circ$ ,  $+5^\circ$  и  $+10^\circ$ , а слои над этими границами характеризуются постоянными значения-



Модель трехслойной среды с плоскими наклонными границами раздела и постоянной скоростью в слоях

ми пластовых скоростей – соответственно 2500, 4000 и 5000 м/сек. Глубины залегания границ от начала координат 0 вниз по верти – кали равны 1000, 2500 и 3000 м. На рисунке показан ход нормальных лучей ко всем трем отражающим границам от точки 0.

Поскольку годограф ОГТ для одного слоя с плоской наклонной отражающей границей и постоянной скоростью представляет собой гиперболу, скорость  $V_{\text{ОГТ}}$  для него не зависит от базы наблюдения ОГТ и, следовательно, равна предельной эффективной скорости  $V_{\text{эф.пр}}$ . Поэтому при решении обратной задачи данная методика позволяет находить параметры первого слоя (пластовую скорость, угол наклона и глубину залегания отражающей границы) без погрешностей уже при однократном решении обратной задачи, если годографы ОГТ не осложнены помехами. В связи с этим приведем необходимые расчеты только для второго и третьего слоев.

Расчет годографов ОГТ производится по формулам:

$$2l = S_{1n} \sin(\beta_{0n} - \varphi) + S_{2n} \sin(\beta_{1n} - \varphi) + \dots + S_{nn} \sin(\beta_{n-1,n} - \varphi_{n-1}) - P_{1n} \sin(\gamma_{0n} + \varphi_0) - P_{2n} \sin(\gamma_{1n} + \varphi_1) + \dots + P_{nn} \sin(\gamma_{n-1,n} + \varphi_{n-1}), \quad (15)$$

$$T_n = \frac{S_{1n} + P_{1n}}{V_1} + \frac{S_{2n} + P_{2n}}{V_2} + \dots + \frac{S_{nn} + P_{nn}}{V_n}, \quad (16)$$

где  $2l$  – расстояние взрыв-прибор;  $S_{in}$  и  $P_{in}$  – соответственно длина отрезков падающего на подошву  $n$ -го слоя и отраженного от нее лучей в  $l$ -ом слое; и  $\beta_{i-1,n}$  и  $\gamma_{i-1,n}$  углы преломления падающего и отраженного лучей в  $l-i$ -ом слое;  $d_{i-1,n}$  и  $\gamma_{i-1,n}$  – углы падения падающего и отраженного лучей в  $l-i$ -ом слое.

Величины  $S_{in}$ ,  $P_{in}$ ,  $\beta_{i-1,n}$ ,  $\gamma_{i-1,n}$ , входящие в формулы (15 и 16), рассчитывались по формулам, связующим их с параметрами слоев. Эти выражения ввиду их громоздкости в статье не приводятся. При необходимости их можно легко вывести. В качестве управляющего параметра при расчетах был выбран угол падения луча  $d_{nn}$  на искомую отражающую границу, равный углу отражения  $i_{nn}$ . Величина угла падения изменялась через  $1^\circ$ .

Расчитанные годографы ОГТ аппроксимировались гиперболой и по способу наименьших квадратов находились значения двойного времени прохождения волны по нормальному лучу  $T$  и скорости  $V_{\text{ОГТ}}$ . Данные приведены в табл. I. Там же для сравнения даны

значения предельной эффективной скорости  $V_{\text{эф.пр.}}$ , рассчитанные для этих слоев по формуле (I). Как видно, значение скорости  $V_{\text{ОГТ}}$  отличается от значения  $V_{\text{эф.пр.}}$ , т.е.  $V_{\text{ОГТ}}$  зависит от длины годографа ОГТ. Это связано с тем, что годограф ОГТ в многослойной среде отличается от гиперболы и описывается многочленом вида:

$$t^2 = a_0 + a_1 x^2 + a_2 x^4 + a_3 x^6 + \dots + a_n x^{2n}. \quad (I7)$$

При сохранении первых членов этот многочлен превращается в уравнение гиперболы.

Таблица I  
Параметры гиперболы, аппроксимирующей годограф ОГТ

X, км	Второй слой				Третий слой			
	$V_{\text{эф.пр.}}$ , км/с	$V_{\text{ОГТ}}$ , км/с	T, сек	$T_x$ , сек/км	$V_{\text{эф.пр.}}$ , км/сек	$V_{\text{ОГТ}}$ , км/сек	T, сек	$T_x$ , сек/км
-0,2	3,550	3,55	1,5314	0,0327	3,840	3,851	1,7305	0,0165
0	3,494	3,50	1,5445	0,0327	3,736	3,806	1,7370	0,0165
0,2	3,438	3,444	1,5575	0,0327	3,752	3,761	1,7437	0,0165

Таблица 2  
Параметры двуслойной среды и нормального луча в ней

Данные	$\beta_{02}$	$\alpha_{12}$	$V_2$ , км/с	$\beta_{12}$	$\psi_2$	H, км
исходные	$4^{\circ}41'$	$-15^{\circ}19'$	4,000	$-25^{\circ}00'$	$5^{\circ}00'$	1,500
расчетные	$4^{\circ}4'$	$-15^{\circ}19'$	4,007	$-25^{\circ}03'$	$5^{\circ}03'$	1,497

Таблица 3  
Параметры трехслойной среды и нормального луча в ней

Данные	$\beta_{03}$	$\alpha_{13}$	$\beta_{13}$	$\alpha_{23}$	$V_3$	$\beta_{23}$	$\psi_3$	H, км
исходные	$2^{\circ}22'$	$-17^{\circ}38'$	$-29^{\circ}00'$	$-4^{\circ}00'$	5,000	$-5^{\circ}$	$10^{\circ}$	0,500
расчетные	$2^{\circ}22'$	$-17^{\circ}38'$	$-29^{\circ}02'$	$-3^{\circ}59'$	5,023	$-5^{\circ}$	$10^{\circ}03'$	0,482

Отличие скоростей  $V_{\text{ОГТ}}$  от  $V_{\text{эф.пр.}}$ , как было отмечено, приводит к некоторому искажению пластовых скоростей и координат точек отражения, находимых при решении обратной задачи. Этот факт подтверждают данные, приведенные в табл. 2 и 3. Приведены

также данные о расчетных и исходных глубинах отражающих границ и параметров нормального луча. Как видно из табл.2 и 3, в средах с плоскими наклонными границами раздела и постоянной скоростью в слоях параметры многослойной среды не имеют заметных погрешностей. Но все же прослеживается тенденция увеличения ошибки с ростом номера слоя. Так, для второго слоя величина расчетной пластовой скорости равна 4,007 км/сек вместо 4,0 км/сек исходного значения, а для третьего слоя исходное значение 5,0 км/сек увеличилось до 5,023 км/сек. Та же тенденция прослеживается и при определении глубины залегания границы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Shah P.M. Use of Wavefront curvature to relate seismic data with subsurface parameters - "Geophysics", 1973, vol. 38, № 5, pp. 812-825.

2. Черняк В.С. Учет наклонов границ при определении пластовых скоростей по эффективным. - В кн.: Прикладная геофизика, вып.74. М., "Недра", 1974.

3. Левин А.Н. Лучевой способ вычисления предельных значений эффективных скоростей в средах с криволинейными границами раздела. - В кн.: Прикладная геофизика, вып.78. М., "Недра", 1975.

4. Тедеев Р.В. Некоторые вопросы кинематики сейсмических лучей в неоднородных средах. - В сб.: Припятская впадина, Изучение сложностроенных структур геофизическими методами. Минск, 1977 (БелНИГРИ).

5. Гоговенок Г.Н., Борейко И.Ф. Итеративный алгоритм определения пластовых скоростей по данным метода ОГТ. - В кн.: Прикладная геофизика, вып.78. М., "Недра", 1975.

6. Sattlegger J.A. A method of computing true interval velocities from expanding spread data in the case of arbitrarily long spreads and arbitrarily dipping plane interfaces - "Geophysical prospecting", 1965, № 2, pp. 308-318.

7. Shah P.M. Ray tracing in three dimensions. "Geophysics", 1973, vol 38, № 4, pp. 600-604.

### ЗАВИСИМОСТЬ ФОРМЫ ИМПУЛЬСА ПРЯМОЙ ВОЛНЫ ОТ ВЕЛИЧИНЫ И ГЛУБИНЫ ЗАЛОЖЕНИЯ ЗАРЯДА

Прямая волна, возбуждаемая в источнике, является "материнской" для всего сейсмического поля, вследствие чего структура сейсмограммы в значительной мере определяется ее интенсивностью и формой. Наиболее полные сведения о характере изменения прямой волны в зависимости от условий возбуждения дают наблюдения методом ВСП в глубоких скважинах при расположении прибора в однородных галогенных отложениях. На сейсмограмме регистрируется сформировавшаяся прямая волна, отфильтрованная наиболее поглощающей верхней частью разреза. На рис. 1а представлены импульсы прямой волны, зарегистрированные при последовательном удвоении зарядов от 0,1 до 51,2 кг. Глубина взрыва составляла 45 м; при этом волна-спутник, отраженная от подошвы ЗМС, залегающей на глубине 4 м, отделена от вступлений прямой волны временным интервалом 45 мсек. С увеличением заряда амплитуда прямой волны нарастает по экспоненциальному закону (рис. 1б). Кривая  $A(Q)$ , перестроенная в логарифмическом масштабе, аппроксимируется прямой линией вида:

$$\lg A = K \lg Q + \lg b. \quad (1)$$

После определения коэффициентов зависимость (1) принимает вид:

$$A, \text{мм} = 23 Q^{0,4}. \quad (2)$$

Значения преобладающих частот импульса прямой волны  $f(Q)$  убывают по экспоненциальному закону от 75 Гц при  $Q = 0,1$  кг

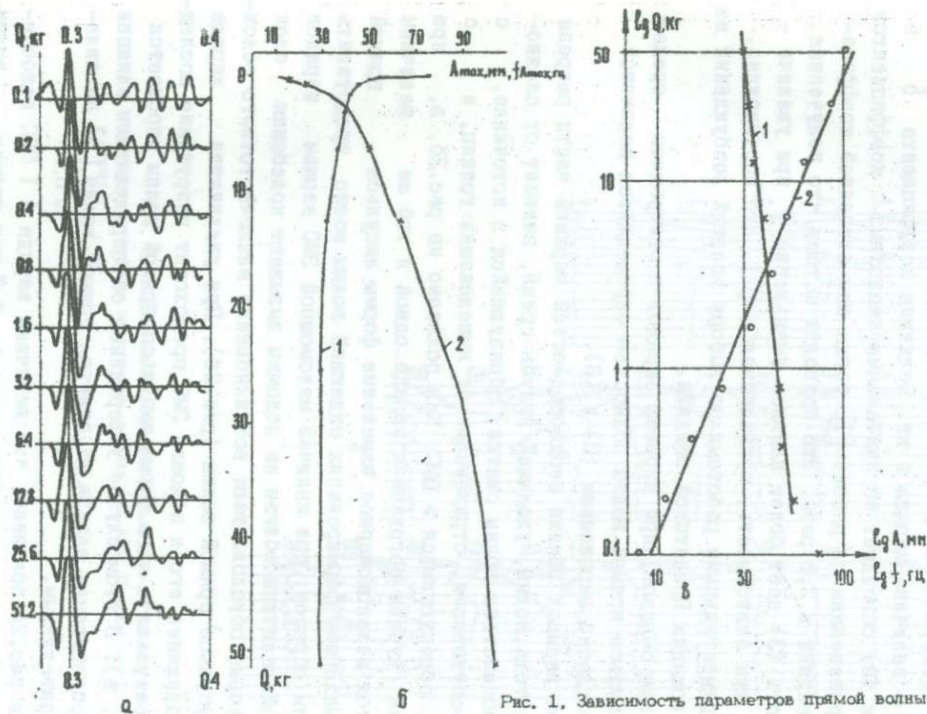


Рис. 1. Зависимость параметров прямой волны от величины заряда:  
 а - импульсы прямой волны при различных зарядах; б - графики зависимости амплитуды и частоты от величины заряда; в - те же графики в логарифмическом масштабе; 1 - график максимальной частоты; 2 - график максимальной амплитуды

до 30 Гц при  $Q = 25-51,2$  кг (рис.1б). Наибольшее изменение частоты прямой волны происходит в диапазоне величин зарядов  $0,14 \leq Q \leq 0,8$  кг. В логарифмическом масштабе кривая  $Q(f)$  трансформируется в прямую вида:

$$f = 46 Q^{-0,12}, \quad (3)$$

где  $f$  - частота максимума амплитудного спектра прямой волны в Гц;  $Q$  - величина заряда в кг. Величина коэффициента  $b$  в выражении (3) совпадает со значениями частотных коэффициентов очага, приведенными в работе [1], тогда как степенной коэффициент  $K$  занижен в 2,5 раза. Это приводит к тому, что полученная зависимость (3) дает более плавное уменьшение  $f$  при увеличении  $Q$ , чем зависимость, приведенная в [1]. Это подтверждается экспериментальными работами по выбору условий возбуждения на многих площадях Припятской впадины.

Таким образом, при взрывах зарядов в однородных средах форма импульса прямой волны полностью определяется величиной заряда согласно выражениям (2) и (3).

При взрывах вблизи неоднородностей верхней части разреза (ВЧР) частота волны, уходящей вглубь среды, зависит от сложного взаимодействия волны сжатия, образующейся в источнике, с волнами-спутниками, отраженными от вышележащих границ, и с волнами, образующимися в ЗМС. Как показано на рис.2б, в, при изменении глубины погружения заряда одной и той же величины отмечается незакономерное изменение формы импульса прямой волны. Механизм формирования падающей волны можно представить следующим образом: при наличии маломощной ЗМС взрывы зарядов небольшой величины вблизи ее подошвы вызывают колебания слоя ЗМС, которые обуславливают возникновение низкочастотного осложнения импульса прямой волны (рис.2б). При увеличении заряда или приближении его к подошве ЗМС происходит разрушение последней, в результате чего форма импульса прямой волны упрощается (рис.2б, в). В этом случае утверждение об определяющем влиянии глубины погружения заряда на спектр прямой волны [3] не является справедливым.

На рис.2а показано, что величина заряда в I ЭДС недостаточна для раскачки слоя ЗМС мощностью 1,5 м и прямая волна формируется за счет спутников, отраженных от дневной поверхнос-

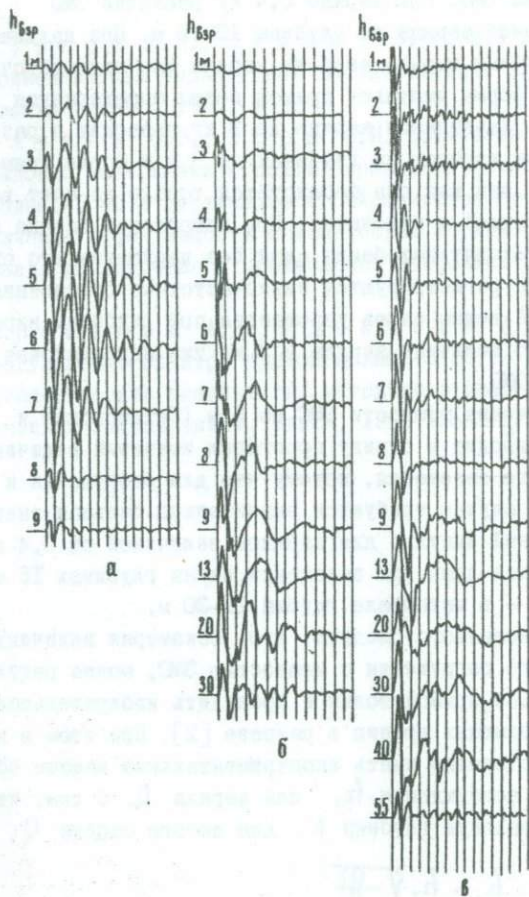


Рис. 2. Зависимость формы импульса прямой волны от величины и глубины погружения заряда (по А.Д. Проську, Б.И. Арову):

а - величина заряда  $Q = 1$  ЭДС; б -  $Q = 0,4$  кг; в -  $Q = 3,0$  кг

ти и подошвы ЗМС. При заряде 0,4 кг раскачка ЗМС происходит при погружении заряда до глубины 13-15 м. При дальнейшем увеличении глубины взрыва энергии заряда уже недостаточно для раскочки и форма импульса прямой волны определяется волнами-спутниками. Увеличение заряда до 3 кг приводит к разрушению слоя ЗМС при взрывах на глубинах до 9 м и форма прямой волны упрощается, так как она формируется только за счет волны сжатия, возникающей в источнике. При погружении заряда на глубину 9-30 м происходят колебания слоя без нарушения его сплошности; в результате регистрируются низкочастотные осложнения импульса. Форма прямой волны снова упрощается при глубинах взрыва более 30-40 м, ибо величина заряда в 3 кг уже недостаточна для раскочки слоя ЗМС.

Увеличение мощности ЗМС до 5 м (Октябрьская и Речипкая площади) приводит к сдвигу пороговых значений величины заряда и глубины его заложения, потому что для разрушения и раскочки слоя в этом случае требуется значительно большая энергия. Так, низкочастотный импульс для зарядов величиной от 0,4 до 2,5 кг регистрируется лишь при заложении их на глубинах 15 м, для заряда 5,2 кг - в интервале глубин 10-30 м.

Из изложенного следует, что, соизмеряя величину заряда и глубину его погружения с мощностью ЗМС, можно регулировать форму импульса прямой волны и проводить избирательное прослеживание отражающих границ в разрезе [2]. При этом в конкретных условиях достаточно иметь экспериментальные данные об оптимальной глубине возбуждения  $h_1$  для заряда  $Q_1$ , с тем, чтобы определить оптимальную глубину  $h_i$  для любого заряда  $Q_i$  согласно выражению

$$h_i = h_1 \sqrt[3]{\frac{Q_i}{Q_1}} \quad (4)$$

Например, для получения низкочастотного импульса при  $Q = 0,4$  кг оптимальной можно считать глубину взрыва  $h_1 = 7$  м (рис. 2 в). Тогда для  $Q_i = 3,0$  кг оптимальная глубина взрыва по формуле (4) составит 14 м.

Необходимо отметить, что в случае сложного строения ВЧР вызывает трудности сохранение расстояния заряда от подошвы ЗМС вдоль профиля. Ослабить влияние неоднородностей на взрыв можно применением вертикального группирования зарядов [2].

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гурвич И.И., Левянт В.Б., Молотова Л.В. Экспериментальные амплитудные характеристики взрыва. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1966, № 3.

2. Клушин С.В., Аров Б.И. Применение ВСП для оценки взрывов с задержками с целью управления формой импульса падающей волны. - В сб.: Вертикальное сейсмическое профилирование и увеличение эффективности сейсмических исследований. Сер. "Региональная, разведочная и промысловая геофизика". М., ВИЭМО, 1971.

3. Проськин А.Д., Удинцева А.Н. О возможности регулировки спектра прямой волны. - В сб.: Припятская впадина. Геологические результаты, методика и цифровая обработка геофизических исследований. Минск, 1974 (БелНИГРИ).

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ  
ДЕПРЕССИОННЫХ ЗОН ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Шатилковская депрессия, непосредственно примыкающая с севера к Речицко-Вишанской зоне нефтегазонакопления, представляет значительный интерес с точки зрения поисков новых месторождений нефти и газа. Изучение глубинного строения этого района связано трудностями, обусловленными большой мощностью осадочной толщи и слабой изученностью сейсмогеологических условий. Анализ сейсмических материалов, полученных в Шатилковской депрессии показал, что на временных разрезах имеют место осложнения волновых картин, связанные, очевидно, с особенностями строения подсолевых и межсолевых отложений. В одной из таких зон на Светлогорской площади пробурена скв.Р-1. Разрез осадочной толщи вскрыт до подсолевых терригенных отложений на глубине 5100 м.

Опытно-методической геофизической партией БелНИГРИ в скважине проведены исследования методом ВСП с целью изучения глубинных сейсмогеологических условий и расшифровки зоны осложнения сейсмического материала. Работы проводились по системе наблюдения с одним пунктом взрыва, отстоящего от устья скважины на расстоянии 300 м.

Подбор оптимальных условий возбуждения осуществлен после изучения формы прямой волны при изменении глубины заложения заряда, его величины и установления глубины залегания подошвы ЗМС. Возбуждения колебаний проводились в 1-1,5-метровом прослое глины, кровля которого соответствовала подошве ЗМС.

При этом формировался самый простой широкополосный импульс. Использование заряда весом 0,8 кг обеспечило получение сейсмической записи до 3,5 сек, что достаточно для освещения строения всей осадочной толщи продольными отраженными волнами. В качестве скважинного прибора применялся сейсмоприемник, который соединялся с наземной аппаратурой при помощи подъемника трехжильным кабелем. Наземная регистрирующая аппаратура состояла из станции с магнитной промежуточной записью, спаренной с сейсмостанцией с осциллографической записью.

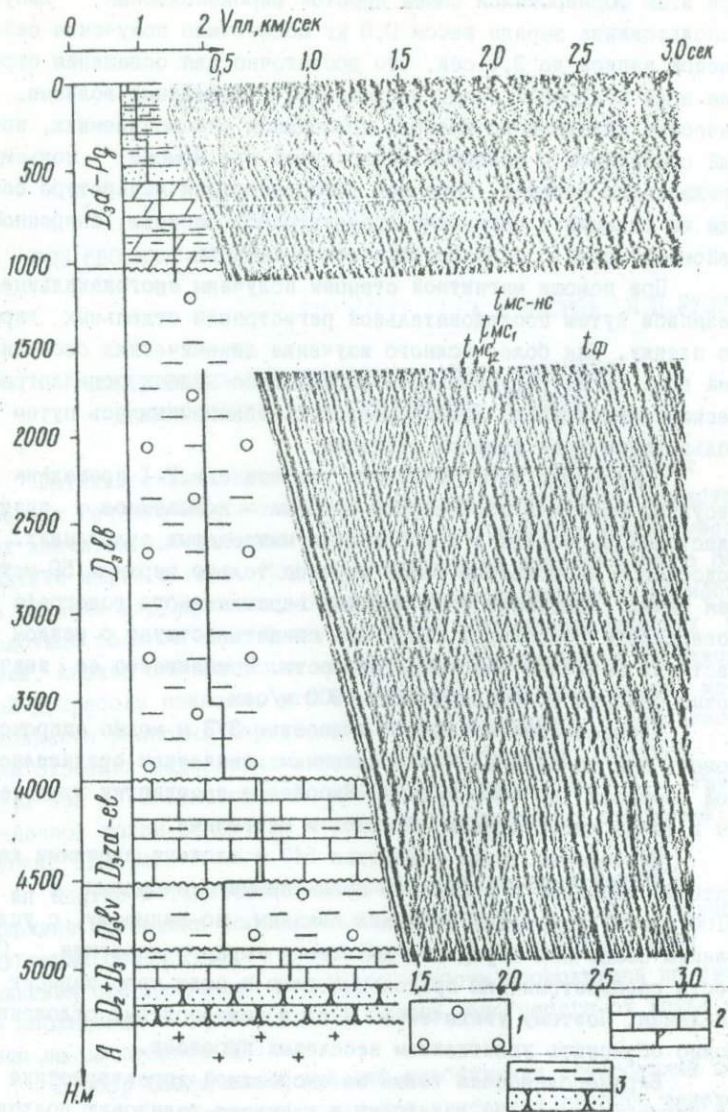
При помощи магнитной станции получены многоканальные перезаписи путем последовательной регистрации отдельных взрывов на пленку. Для более полного изучения динамических особенностей всех регистрируемых волн параллельно велась осциллографическая регистрация. Запись колебаний обеспечивалась путем использования трех уровней усиления.

Скоростная характеристика разреза скв.Р-1 приведена на рисунке. Основная особенность разреза — повышенное значение пластовых скоростей в подсолевых и межсолевых отложениях. В подсолевой карбонатной толще изучена только верхняя 50-метровая пачка. Изменение угла наклона вертикального годографа ниже поверхности подсолевых отложений свидетельствует о резком возрастании величины пластовой скорости. Приблизительно ее значение можно оценить в пределах 6500–6900 м/сек.

Нижнесолевые отложения мощностью 373 м можно аппроксимировать как толстый слой с пониженным значением среднепластовой скорости (до 4500 м/сек). Несолевые пропластки представлены в толще известняками, глинами и мергелями.

Межсолевая толща мощностью 547 м сложена плотными карбонатными породами с аномально повышенными значениями  $V_{пл} = 6100$  м/сек. Указанные значения связаны, по-видимому, с уплотнением осадочных пород под действием горного давления. Скорость распространения продольных волн в соли мало зависит от давления. Поэтому увеличение  $V_{пл}$  в нижнесолевых отложениях можно объяснить уплотнением несолевых прослоев.

Верхнесоленосная толща по скоростной характеристике четко подразделяется на галитовую и глинисто-галитовую подтолщи. Если в первой из них несолевые прослои встречаются довольно редко, то во второй процентное содержание таких включений до-



Результаты ВСП, полученные в скважине Светлогорская Р-1 (параметры наблюдений:  $d = 300$  м;  $h$  взр. = 5 м;  $Q = 0,4$  кг; фильтрация — ОК):

1 — соль; 2 — карбонатные породы; 3 — терригенные породы

вольно высокое. Это находит свое отражение в виде уменьшения значений  $V_{пл}$  от 4600 м/сек в отложениях "чистой" соли до 4000 м/сек в глинисто-галитовой подтолще. Замечено наличие большого количества падающих и отраженных волн (см. рисунок). На фоне довольно интенсивных падающих четко прослеживаются волны, связанные с горизонтами в межсолевых и подсолевых отложениях и фундамента.

Волна, отраженная от фундамента, представлена сравнительно низкочастотными колебаниями с видимым периодом около 60 мсек и хорошо видна на открытом канале и фильтрации 0-25 бк. При повышении фильтрации волна от фундамента прослеживается менее четко. Волна, отраженная от кровли подсолевых карбонатных пород, выделяется только на фильтрации 0-25 бк. Видимый период ее составляет около 40 мсек. Доминирующей на всех фильтрациях является волна  $t$  мс. При стратификации установлено, что она формируется на поверхности карбонатных межсолевых отложений. Частотный диапазон прослеживаемости волны свидетельствует о том, что спектр ее достаточно широк. Это характерно для волн, отраженных от границы толстого слоя. Вторая межсолевая волна характеризуется более узким диапазоном прослеживаемости. Она четко выделяется на высокочастотных фильтрациях, что может свидетельствовать о ее приуроченности к сравнительно тонкому прослою, залегающему на 180 м глубже поверхности межсолевой толщи.

Внутрисолевые отложения представлены группой волн. Волны  $t$  вс отражаются от тонких прослоев, залегающих в верхней соленосной толще в интервале глубин 3400-4000 м. Согласно графике  $V_{пл}(n)$  этот интервал характеризуется повышенными значениями  $V_{пл} = 4600$  м/сек и, видимо, представляет в разрезе галитовую подтолщу. В ней отмечается несколько несолевых прослоев, обладающих хорошими отражающими свойствами. В глинисто-галитовой подтолще сильных отражающих границ не обнаружено, кроме одного горизонта, залегающего в непосредственной близости от кровли соленосных отложений ( $H=1200$  м). Анализ состава водных полей, формирующихся в верхнесоленосной толще, позволяет предположить, что в условиях большой мощности осадконакоплений Штильковской депрессии наиболее интенсивные и многочисленные отражения от внутрисолевых отложений связаны с горизонтами в

галитовой подтолще, которые могут быть источниками кратных волн, в отличие от районов с более мелким залеганием поверхности фундамента, где сильные отражающие границы сосредоточены, как правило, в глинисто-галитовой подтолще.

Наиболее сложная волновая картина наблюдается в верхней части разреза. Там практически на всех границах надсолевой толщи образуются отдельные интенсивные волны и группы многофазных отражений. Сейсмическая запись характеризуется наличием кратнотраженных, проходящих продольных и обменных волн, сформировавшихся в верхней части разреза.

Очевидно, что в условиях развития осадконакоплений большой мощности за счет увеличения значений скоростных перепадов на контактах солевых и несолевых пород и связанного с этим возрастания коэффициентов отражения будет наблюдаться перераспределение интенсивности кратных волн в пользу кратных отражений от более глубоких горизонтов (в галитовой верхнесолевой и нижнесолевой толщах), залегающих в непосредственной близости от границ в подсолевых и межсолевых отложениях. Это является причиной уменьшения различий кинематических характеристик многократных и целевых однократных волн.

Регистрация на сейсмограммах ВСП двух волн от границ в верхней части межсолевой толщи свидетельствует о принципиальной возможности в условиях Шатилковской депрессии расчленить ее на отдельные подтолщи по данным сейсморазведки.

#### ЛИТЕРАТУРА

И. Во л а р о в и ч М.П., Б а ю к Е.И., Т е д е е в Р.В. Изучение упругих свойств каменной соли при высоких всесторонних давлениях до 4 кб. ДАН БССР, т.ХVI, № I, 1972.

УДК 550.834:551.243.8(476-13)

И.Д. КУДРЯВЕЦ, А.В. ДЗКВЕНКО

### ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ В ЗОНАХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

В Припятской впадине широкое развитие имеют разрывные дислокации. Преобладающее большинство переданных под бурение нефтеперспективных структур, а также выявленных нефтяных месторождений экранированы разломами. Изучение разломов — задача первостепенной важности.

Разрывные нарушения можно разделить на три класса: глубинные краевые, региональные ступенеобразующие и локальные разломы, ограничивающие блоковые структуры разных площадных размеров.

При исследовании разломов надлежит установить их амплитуду, протяженность, характер и длительность движений, глубину проникновения. Решение этих вопросов возможно лишь при комплексном использовании материалов бурения и геофизических данных.

Основным методом изучения структуры нефтеперспективных подсолевых и межсолевых отложений, а также поверхности кристаллического фундамента является сейсморазведка. В комплексе сейсмических исследований применяются МОГТ и КМПВ.

Суммарная амплитуда глубинных краевых разломов достигает значительных величин — 4000–5000 м.

На временных разрезах МОГТ глубинные разломы фиксируются в виде довольно широких зон отсутствия отраженных и дифрагированных волн, в редких случаях — отражений от плоскости сбрасывателя. На сейсмограммах КМПВ наблюдается характерная волновая картина при расположении источников взрыва со стороны

поднятого и опущенного крыльев. При взрыве заряда над опущенным крылом разлома волна от поверхности фундамента сменяется волной проникания, имеющей большую кажущуюся скорость. Их интенсивность меньше, чем у преломленных волн (рис.1). Интервал прослеживания волн проникания бывает весьма значительным и увеличивается с возрастанием амплитуды разлома. При взрыве заряда над поднятым крылом на определенном интервале профиля регистрируется дифрагированная волна от поднятой кромки, имеющая низкую кажущуюся скорость и характеризующаяся более высокочастотной формой записи. Минимум волны наблюдается в последующих вступлениях. Как правило, он не может быть уверенно определен. Эта волна иногда сменяется преломленной от границ в осадочном чехле (поверхность соленосных или межсолевых отложений). Преломленная волна от опущенного крыла разлома наблюдается также в последующих вступлениях. На форму голографов значительное влияние оказывают поведение промежуточных границ раздела, сложное строение зоны разлома и т.д.

Волновая картина в зонах региональных разломов очень сложная. На временных разрезах ОГТ регистрируются дифрагированные волны от поднятой и опущенной кромок разломов, "петли", интерференционные явления (рис.2). На сейсмограммах КМПВ волновая картина подобна описанной, различие лишь в том, что дифрагированные волны и волны проникания регистрируются на меньших интервалах профилей.

При изучении разломов хорошо зарекомендовали себя непродольные профили с регистрацией в первых вступлениях преломленных волн от поверхности соленосных отложений, а в последующих - закритических отложений от подсолевых или межсолевых отложений. В зонах разломов наблюдается простая, однозначно интерпретируемая волновая картина (рис.3). В настоящее время эти материалы могут использоваться для качественного подтверждения разломов по данным МОГТ.

Локальные разломы небольших амплитуд выделяются в основном по материалам МОГТ (рис.4). На временных разрезах отмечаются осложнения волновой картины, изменение времени прихода отраженной волны от регистрируемых границ. Зачастую в зонах разломов по подсолевым отложениям отражающие границы, отомествляемые с поверхностью межсолевой толщи, коррелируются непре-

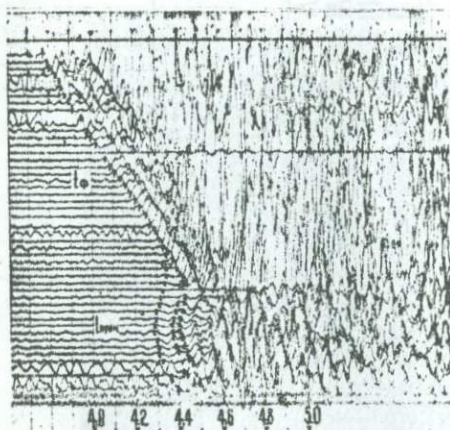


Рис. 1. Волновая картина на сейсмограммах КМПВ, полученных в зоне Северного краевого разлома. Пункт взрыва на опущенном крыле (территория впадины);

$t_{ф.}$  - преломленная волна от поверхности кристаллического фундамента;  $t_{пров.}$  - волна проникания в зоне разлома

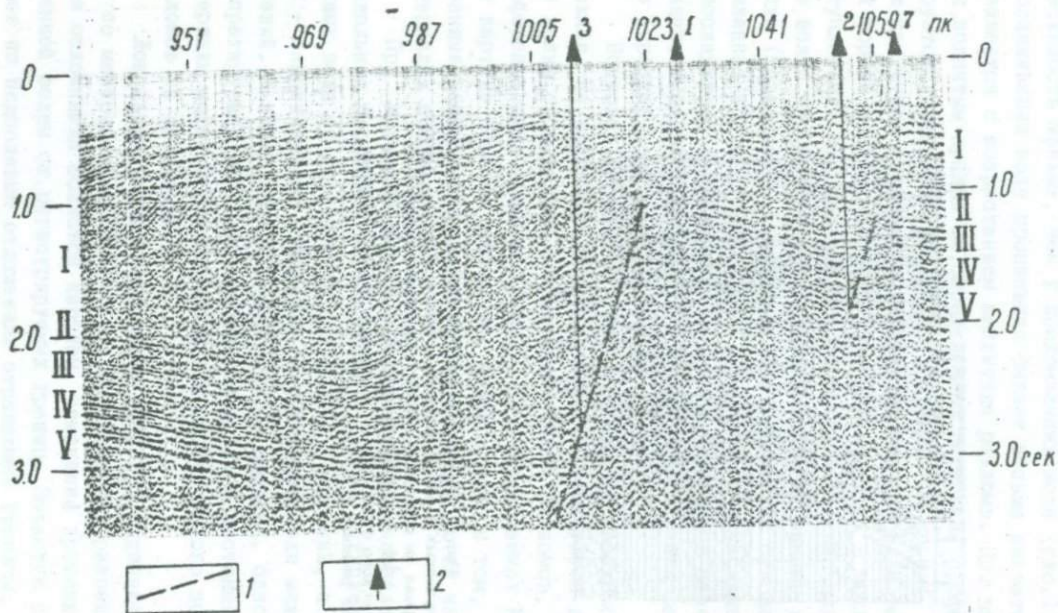


Рис. 2. Выделение регионального разрывного нарушения по материалам МОГТ (ПК 1005-1023).  
 Отражающие границы, отождествляемые с поверхностью: 1 - соленосных отложений, П - галитовой подтол-  
 ши, Ш - межслоевых отложений, 1У - подсолевых отложений, У - кристаллического фундамента.  
 1 - разломы; 2 - скважины

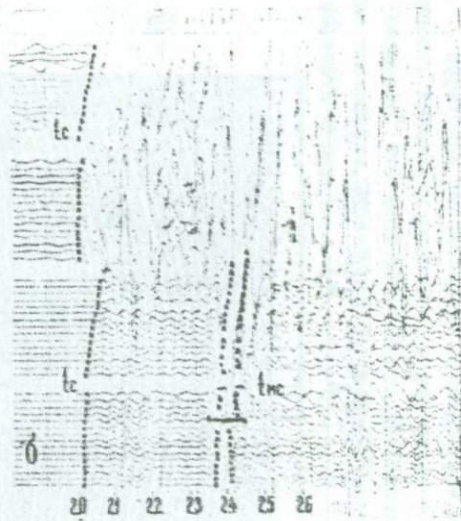


Рис. 3. Волновая картина на сейсмограммах продольных профилей КМПВ в зонах крупноамплитудного (а) и малоамплитудного (б) разрывных нарушений;

$t_{мс}$  — преломленная волна от поверхности соленосных отложений;  $t_{мс}$  — захватическая отраженная волна от поверхности межслоевых отложений.

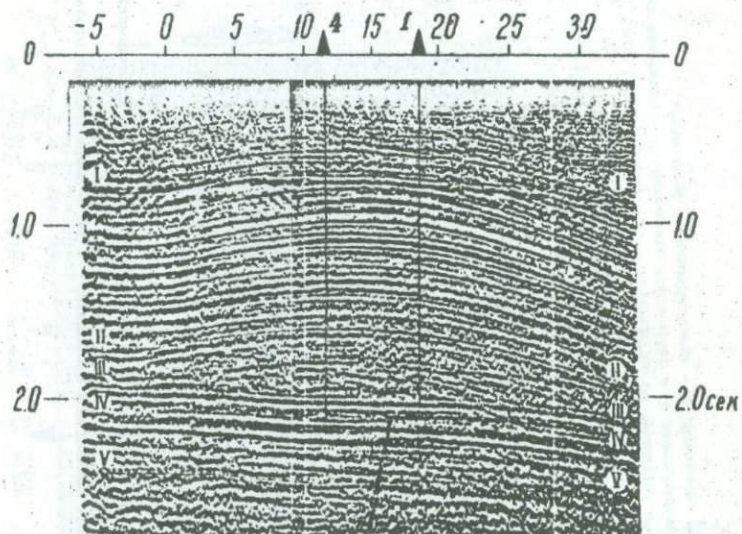


Рис. 4. Выделение малоамплитудного разрывного нарушения по материалам МОГТ (ПК 15).

Обозначения см. на рис. 2

рывно. На сейсмограммах ЮМТВ при регистрации волн от поверхности фундамента в первых вступлениях в зонах локальных разломов заметных изменений волновой картины не наблюдается.

С переходом сейсмических исследований на методику ОГТ надежность выделения разломов, в том числе и небольших амплитуд, возросла. Это дает возможность увереннее выполнять структурные построения, более целенаправленно вести поисковое бурение на нефть и газ.

### МЕТОДИКА ЗОНДИРОВАНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД РАЗНОЧАСТОТНЫМИ ИМПУЛЬСАМИ УПРУГИХ КОЛЕБАНИЙ

Методика динамических зондирований среды базируется на зависимости состава волнового поля от формы импульса падающей волны. В работе [2] показано, что при прохождении упругого импульса через среду интерференционные колебания отраженных волн формируются в эффективных слоях, мощность которых помимо других факторов определяется также его длительностью. Спектральная характеристика слоя определяется скоростными и геометрическими параметрами его слоистости. Изменяя длительность импульса, можно менять мощность эффективного слоя, а следовательно, и его спектральную характеристику. Подбирая затем преобладающую частоту импульса, получаем возможность освещать или просвечивать заданный участок разреза. Таким образом, методика динамических зондирований основана на подборе комплекса оптимальных форм импульса для освещения исследуемой части разреза.

Форма импульса, при которой наблюдается максимальное значение энергии волны, отраженной от выбранного участка разреза (эффективного слоя), является оптимальной. Выполнение данного условия обеспечивается, если длительность импульса соответствует совокупности геометрических и скоростных параметров слоя, а максимум спектра импульса совпадает с максимумом спектральной характеристики.

Зависимость модуля эффективного коэффициента отражения, непрерывно меняющегося вдоль разреза, от параметров исходного импульса определяется из выражения [1]:

$$K_j(x, \omega, \alpha) = \frac{1}{2} \sqrt{\left\{ \int_{x_{ki}}^{x_{nj}} \sin \left[ 2\omega \int_{x_{ki}}^x \frac{dx}{V(x)} \right] d \ln V(x) \right\}^2 +$$

$$+ \left\{ \int_{z_{kj}}^{z_{nj}} \cos \left[ 2\omega \int_{z_{kj}}^z \frac{dz}{V(z)} \right] d \ln V(z) \right\}^2 / \left( \frac{\tau}{2} = \int_{z_{kj}}^{z_j} \frac{dz}{V(z)} + \int_{z_j}^{z_{nj}} \frac{dz}{V(z)} \right), \quad (I)$$

где  $z_{kj}$  и  $z_{nj}$  - координаты кровли и подошвы эффективного слоя, участвующего в формировании отраженной волны;  $K_j(z, \omega, \tau)$  - величина эффективного коэффициента отражения;  $\tau$  - длительность импульса;  $z_j$  - координата, характеризующая положение эффективного слоя на оси глубин [2].

Семейство кривых  $K_j(z)$ , построенных в системе координат  $(K, z)$  с параметром  $\omega$ , характеризует непрерывное изменение отражающих свойств элементов разреза. Максимумы кривых  $K_j(z)$  соответствуют максимальной фазе интерференционного колебания отраженной волны. Построив серию семейств кривых  $K_j(z)$  для различных  $\tau$ , можно выбрать такие графики, на которых значения эффективных коэффициентов отражений  $K_j(z, \omega, \tau)$  в области выбранного объекта исследований будут достигать максимальных значений. Параметры  $\omega, \tau$  этих графиков характеризуют форму импульса, являющуюся оптимальной для изучения объекта.

Первые положительные результаты зондирования среды импульсами различной формы получены при проведении экспериментальных исследований в 1969-1970 гг. [5]. Методика работ предусматривала формирование в источнике разночастотных импульсов падающей волны, т.е. использование частотной фильтрации на начальном этапе формирования сейсмограммы. При попытке широкого применения такой методики возникли трудности, определяемые следующими факторами: во-первых, невыдержанность верхней части разреза затрудняет достаточно надежное прогнозирование формы импульса в зависимости от параметров источника, во-вторых, необходимость формирования в источнике серии импульсов приводит к увеличению объема полевых наблюдений.

Разработка и внедрение в практику сейсморазведки цифровой техники позволили подойти к реализации идеи зондирования среды разночастотными импульсами на другой технической основе - путем использования цифровых фильтров. Фильтрация используется на конечном этапе формирования сейсмограммы, что, в

принципе, должно привести приблизительно к тем же результатам, которые получаются при формировании разночастотных импульсов в источнике.

Действительно, если считать, что сейсмическая модель среды для МОВ достаточно полно описывается функцией коэффициента отражения [1]:

$$P(\tau) = \frac{1}{2} \frac{d \ln V(\frac{\tau}{2})}{d\tau}, \quad (2)$$

где  $V(\frac{\tau}{2})$  - скоростная характеристика среды, то сейсмограмма однократных отражений будет представлена в виде:

$$P(t) = \int_0^T P(\tau) U(t-\tau) d\tau, \quad (3)$$

где  $U(t-\tau)$  - форма исходного сигнала.

Учитывая линейность описываемых преобразований, из выражения (3) можно заключить, что с точки зрения получаемого результата совершенно безразлично, в какой последовательности мы формируем сейсмограмму: посылаем в среду  $P(\tau)$  импульс  $U(t-\tau)$  и затем регистрируем сейсмограмму  $P(t)$  или вначале регистрируем сейсмическую модель среды  $P(\tau)$ , а далее сворачиваем ее с импульсом  $U(t-\tau)$  на этапе последующей обработки материалов.

Чтобы реализовать второй методический прием, необходимо сформировать в источнике импульс прямой волны с "белым" спектром, что в реальных условиях трудно осуществимо. Поэтому условия возбуждения должны обеспечивать такую ширину спектра прямой волны, которая соответствовала бы частотному диапазону, необходимому для решения задач, ставящихся в каждом конкретном случае. Не исключена возможность, что иногда применение только одного воздействия окажется недостаточным для охвата всего частотного диапазона. Такой вариант зондирования среды сейсмическими импульсами на этапе последующей обработки материалов требует меньших затрат, чем первый, и связан с использованием более легких технических приемов.

При сравнении эффективности применения различных вариантов зондирования для описания сейсмической модели в первом приближении использовалась функция коэффициента отражения. Но такая модель среды является достаточно точной только для определенного, сравнительно узкого диапазона частот. На низких частотах данной моделью не учитываются, например, низкоскоростные

помехи. На высоких частотах нельзя пренебрегать невыдержанностью тонкослойности разреза в горизонтальном направлении и разрегуляризацией волн при их прохождении через среду к сейсмоприемнику.

Несовершенство принятой за основу модели среды является одной из основных причин несоответствия результатов практического использования различных способов зондирования. Поэтому для получения однозначных результатов реализация каждого способа требует применения различных методических приемов. При проведении сейсмических исследований с использованием ограниченного диапазона частот, формируемых в источнике колебаний, достаточно ограничиться подавлением волн-помех определенного типа, которые доминируют в области рабочих частот. Методика зондирования на этапе последующей обработки материалов должна обеспечивать возможность получения полезной информации в широком диапазоне частот, что приводит к необходимости использования приемов, позволяющих максимально ослаблять все типы волн-помех.

Из изложенного следует, что в вопросе разработки методики зондирования среды разночастотными импульсами выделяются два основных аспекта: 1) обеспечение комплекса методических приемов полевых наблюдений в широком диапазоне частот; 2) выбор серии оптимальных фильтров для селекции волн, связанных с целевыми объектами. Если частотная фильтрация в большинстве случаев используется для разделения и селекции полезных волн на фоне помех, то при динамических зондированиях она применяется только с целью разделения полезных волн и формирования сейсмических изображений реальных сред. Подавление помех осуществляется на этапах полевых работ и последующей обработки материалов способами, исключающими потерю информации в используемом диапазоне частот.

Методика полевых исследований в широком диапазоне частот для условий Припятской впадины описана достаточно полно [4]. Возбуждение широкополосного импульса прямой волны достигается погружением заряда на глубину 8–12 м под подошву ЗМС, что обеспечивает формирование в источнике спектра упругих колебаний от 8 до 80 Гц. Системы наблюдений ОГТ предусматривают расположение пункта взрыва в пределах расстановки сейсмоприемников.

Могут быть применены системы с центральным или ассиметрично расположенным пунктом взрыва. Дальние ветви годографов используются для получения суммарных временных разрезов в среднечастотном диапазоне (более 15–20 Гц), где основными помехами являются кратные отражения. Получение временных разрезов на более низких частотах осуществляется на базе использования участков годографов, расположенных вблизи ПВ. Это объясняется тем, что в области частот на сейсмических записях доминируют низкие и среднескоростные помехи, интенсивность которых возрастает по мере удаления от ПВ. В то же время фон кратных волн в низкочастотном диапазоне значительно снижается за счет просвечивания реальных тонкослоистых сред длиннопериодными колебаниями.

Аппаратура, предназначенная для полевых наблюдений, должна обладать необходимой шириной полосы пропускания, особенно со стороны низких частот. Применение в условиях Припятской впадины сейсмостанций СМП-24 в сочетании с сейсмоприемниками С-205 обеспечивает пропускание низкочастотных составляющих, начиная с 8 Гц. Регистрация колебаний ведется без АРУ с использованием двух или трехступенчатой программной регулировки усиления.

На этапе обработки осуществляется зондирование среды разночастотными импульсами путем применения набора оптимальных фильтров. В этом случае максимуму спектра зондирующего импульса соответствует максимум спектральной характеристики фильтра, а его длительности – длительность собственного процесса фильтра (в спектральной области – относительная ширина полосы пропускания). При обработке материалов нужно иметь в виду, что выбор той или иной фильтрации равнозначен (с точки зрения формирования поля отраженных волн) формированию в источнике импульса определенной формы. Отсюда следует, что на сейсмические записи, полученные при фильтрации, распространяются все зависимости между отражающими свойствами отдельных элементов среды и формой исходного импульса. Как указывалось выше, частотная фильтрация применяется только с целью разделения полезных волн и формирования сейсмических изображений реальных сред. Подавление помех осуществляется на этапах полевых работ и лабораторной обработки материалов способами, исключаящими потерю информации в используемом диапазоне частот.

Высокая эффективность использования широкого диапазона частот основана на возможности формирования изображений сейсмических моделей различной степени сложности. Процесс сейсмогеологического моделирования можно разделить на три этапа.

Вначале строится самая простая двухслойная модель среды. Она включает в себя два элемента: осадочную толщу и породы кристаллического фундамента, среднепластовые скорости и плотностные характеристики которых резко различаются.

Следующий этап – построение толстослойной модели. Роль отдельных слоев в ней играют мощные литостратиграфические толщи осадочных отложений, отличающиеся друг от друга преимущественным составом пород [3]. Контакты между слоями являются границами перепадов среднепластовых скоростей и плотностей, т.е. отражающими границами. Учитывая, что усредненные физико-геометрические параметры мощных толщ выдерживаются на больших расстояниях, границы, приуроченные к их контактам, прослеживаются по площади непрерывно.

Заключительный этап моделирования состоит в построении тонкослойной модели среды. На этом этапе производится расчленение тонкослойных пачек на отдельные прослои. В отличие от контактов мощных литологостратиграфических толщ тонкие прослои в большинстве случаев менее выдержаны по площади, что является причиной ограниченности областей прослеживаемости приуроченных к ним сейсмических горизонтов.

Сущность методики динамических зондирований заключается в том, чтобы на временных разрезах сформировать сейсмические изображения описанных сейсмогеологических моделей. Для этого необходимо подобрать частотный состав зондирующих импульсов таким образом, чтобы сохранилась последовательность выделения объектов от крупных к более мелким. Необходимость такой последовательности связана с повышением достоверности результатов геологической интерпретации данных сейсмических наблюдений: чем более крупные объекты мы исследуем, тем меньше их количество в осадочной толще ограниченной мощности, следовательно, достоверность стратификации связанных с ними волн на временных разрезах возрастает.

Выбор оптимальных фильтраций определяется конкретной геологической обстановкой и решаемыми задачами. Установлено, что

области прослеживания протяженных регулярных отражений от глубоких горизонтов Припятской впадины на шкале частот располагаются следующим образом [3]: поверхность фундамента - до 10-12 Гц, поверхность подсолевой терригенной толщи - 10-12 + 40-50 Гц, поверхность подсолевой карбонатной толщи - 15+30 Гц, поверхность и подошва межсолевых отложений в центральной и южной зонах Припятской впадины (не повсеместно) - 12+20 Гц, тонкие прослои в подсолевой и межсолевой толщах - более 35-40 Гц.

Верхний предел частот для прослеживания тонких прослоев ограничивается, в первую очередь, условиями прохождения высокочастотных составляющих сквозь осадочную толщу и выдержанностью прослоев по площади. В достаточной степени этот вопрос не изучен, однако, по некоторым имеющимся данным, при наиболее благоприятных сейсмогеологических условиях этот предел не превышает 80 Гц. Учитывая, что колебания наиболее низкочастотной волны от поверхности фундамента характеризуются частотой около 10 Гц, нижний предел используемого частотного диапазона с некоторым запасом можно ограничить 8 Гц. Расширение спектра до 8 Гц позволяет в области частот 8-12 Гц почти полностью проследить осадочную толщу и обеспечить формирование на временных разрезах сравнительно простого двухфазного импульса волны, отраженной от поверхности фундамента. Таким образом, на данном этапе изученности волновых полей диапазон используемых колебаний может быть ограничен 8-80 Гц.

Исходным материалом для зондирований служат временные разрезы ОГТ, полученные при суммировании на открытом канале. Формирование сейсмического изображения двуслойной модели среды достигается применением фильтраций 0-12, 0-11 Гц. На временном разрыве выделяется только одно отражение, соответствующее границе раздела двух сред (осадочной толще и фундамента) - поверхности фундамента. Двухфазное отражение от поверхности фундамента представлено регулярной доминирующей волной (рис.1). Она легко опознается по разнице стороны зон потери корреляции, которые легко поддаются геологической расшифровке. Сужение полосы пропускания фильтра со стороны низких или высоких частот даже на 1 Гц может привести к увеличению фазности колебаний описываемой волны. Расширение полосы за счет высоких частот является причиной появления отражений от подсолевых гори-

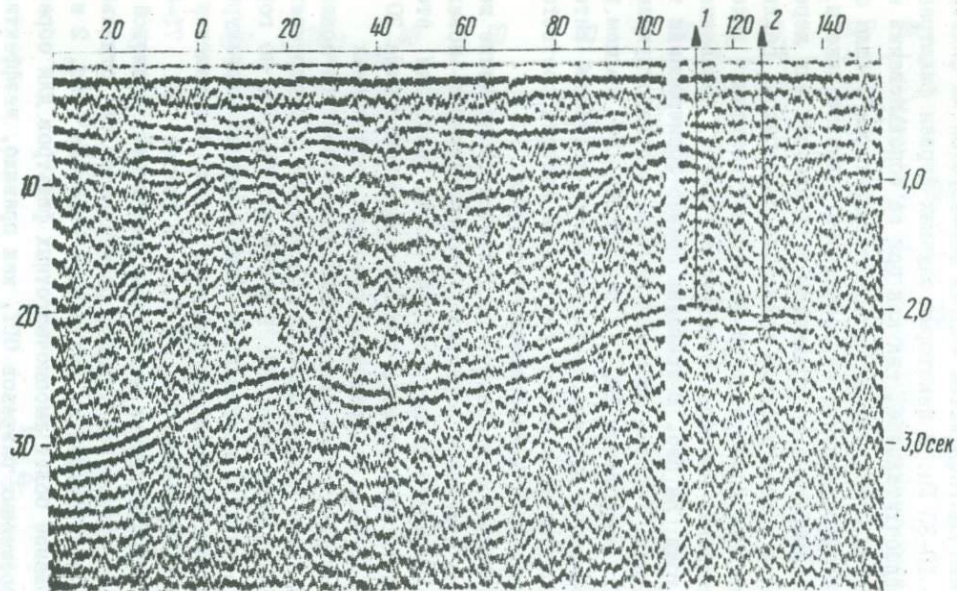


Рис. 1. Временной разрез (профиль 11-1374, Ф:0-12)

зонтов, залегающих в непосредственной близости от фундамента, что приводит к ошибкам при стратификации и отождествлении волн по разные стороны зон потери корреляции.

Изображение толстослоистой модели формируется на фильтрациях 10–20 или 10–30 Гц. В некоторых случаях первая фильтрация оказывается предпочтительнее, так как при ее использовании на временных разрезах отдельным литологостратиграфическим толщам соответствуют интерференционные неразрешенные волновые пакеты, уверенно стратифицируемые по признакам регулярности или нерегулярности записи и несогласию в залегании горизонтов различных толщ. Применение более широкой фильтрации позволяет выделять, помимо волновых пакетов, отражающие границы, связанные с поверхностями толщ. На рис. 2 приведен пример формирования толстослоистой модели. Участки волновых картин, соответствующие подсоловым (ПС), межсоловым (МС) и надсоловым (НС) толщам, выделяются на временном разрезе по регулярности колебаний интерференционных волн на фоне менее регулярной записи, соответствующей верхнесоловым и нижнесоловым отложениям.

В среднечастотном диапазоне достигается расчленение волновых пакетов на отдельные отражения, характеризующие поведение прослоев внутри литологостратиграфических толщ. Для этого можно использовать фильтрации с полосой пропускания выше 20 Гц (20–40, 25–50, 35–60). На временных разрезах, полученных с применением этих фильтраций, изображение толстослоистой модели разрушается, но зато подчеркиваются особенности внутреннего строения различных толщ (рис. 3). В интервале ПК 0–50 по горизонту  $t_{нс}$  отчетливо проявляется куполообразная структурная форма в отложениях нижнесоловой толщи, а после прекращения прослеживаемости отражений  $t_{нс}$  и  $t_{нс}$  в районе ПК 75–85 выделяется зона выклинивания межсоловых отложений, волновой пакет, связанный с надсоловой толщей, расщепляется на отдельные отражения, характеризующие ее внутреннее строение (рис. 2 и 3)

Использование более высокочастотных фильтров для обработки суммарных временных разрезов ОГТ, как правило, неэффективно. На временных разрезах в большинстве случаев обеспечивается прослеживание на достаточных расстояниях отражающих горизонтов на частотах не более 40–45 Гц. Одной из причин этого следует считать ограниченные возможности МОГТ как сложного многоэлемент-

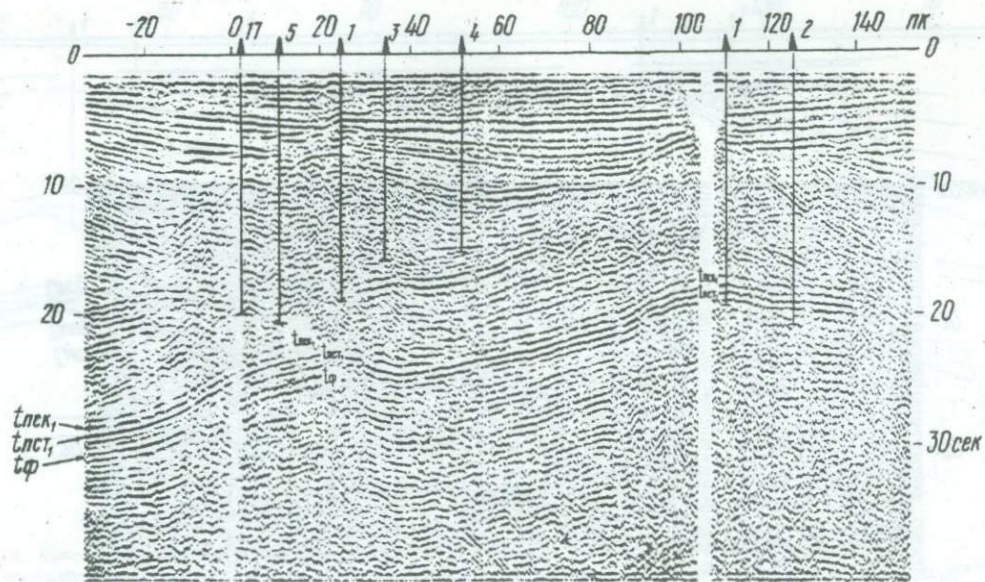


Рис. 2. Временной разрез (профиль 11-1374, Ф:12-30)

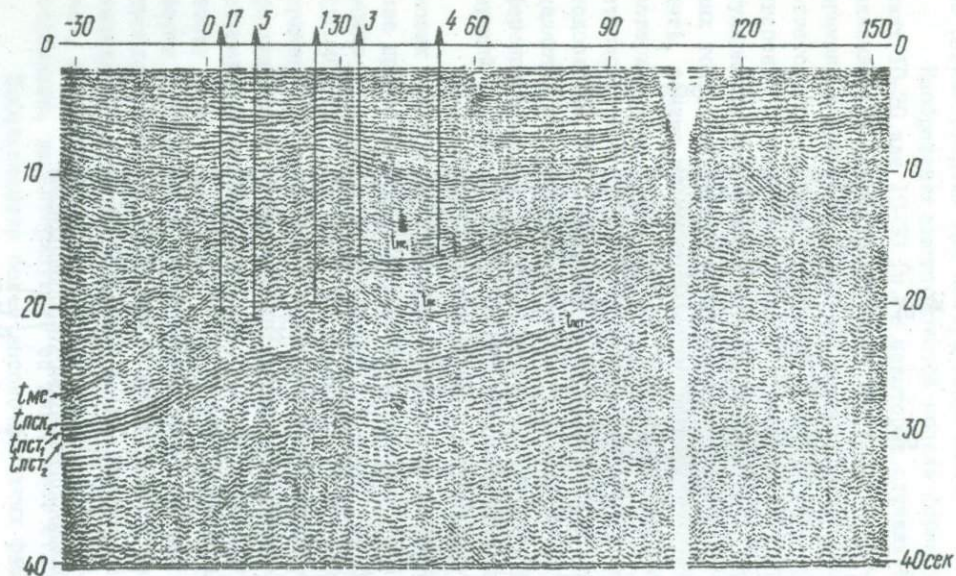


Рис. 3. Временной разрез (профиль 11-1374, Ф:25-50)

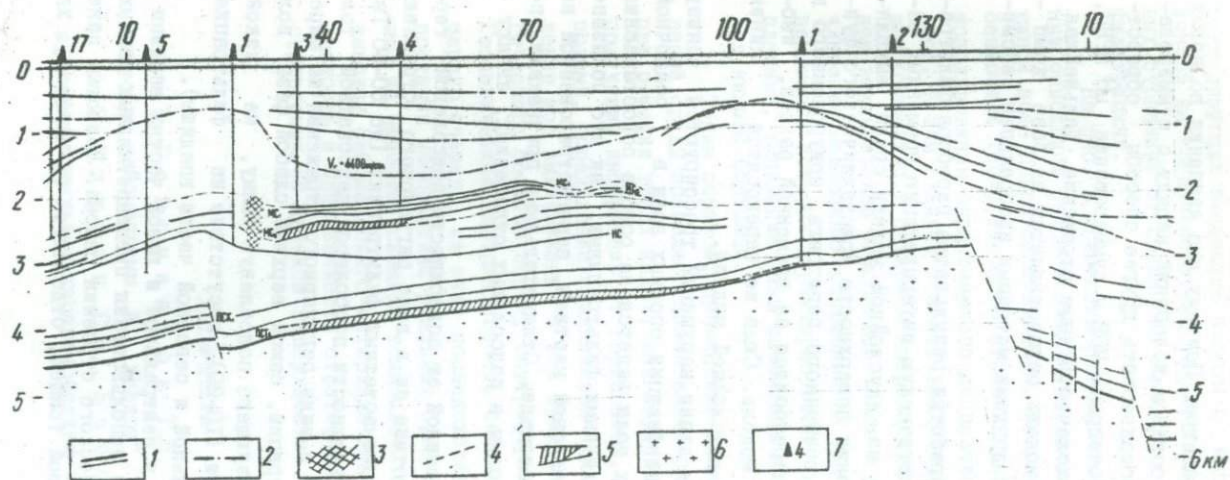


Рис. 4. Сейсмический разрез по профилям 111374 и 121373 (Ельская и Кустовницкая площади):  
 1 - отражающие горизонты; 2 - преломляющий горизонт; 3 - зоны осложнения сейсмической записи; 4 - тектонические нарушения; 5 - зоны выклинивания и изменения литологического состава пород; 6 - кристаллический фундамент; 7 - скважины

ного интерференционного фильтра. Поэтому для изучения волновых полей с высокочастотным составом колебаний наряду с суммированием по МОГТ необходимо использовать другие способы обработки — анализ первичных сейсмограмм МОВ и суммирование по МРЩ, позволяющие выделить высококачественное отражение. Дальнейшая детализация сейсмической модели осуществляется на базе комп- лексирования фильтрации с другими методами изображения сейсмической информации.

Последующий цикл обработки результатов перебора фильтраций включает в себя геологическую интерпретацию временных разрезов. В первую очередь на двуслойной модели среды выявляются основные черты строения поверхности кристаллического фундамента. Затем положение временного горизонта, приуроченного к поверхности фундамента, переносится на временной разрез, изображающий толстослоистую модель. Сюда же переносятся линии разломов, выделенные на двуслойной модели.

В плоскости разреза линии нарушений трассируются снизу вверх по результатам стратификации опорных волн в осадочной толще. Стратификация этих волн ведется на основе сопоставления временных разрезов с различными фильтрациями, как это показано на примере расшифровки волновой картины, зарегистрированной на профиле II-1374 Ельской площади. Отличительными признаками, по которым можно опознать волны в подсоловых отложениях, являются —

а) для волны, отраженной от поверхности подсоловой терригенной толщи, — присутствие ее в виде регулярного отражения на низко-, средне- и высокочастотных фильтрациях (до 50–60 Гц);

б) для волны от поверхности подсоловой карбонатной толщи — прослеживаемость ее в виде регулярного отражения на широкой низкочастотной фильтрации, самой верхней слабой фазы волнового пакета, характеризующего подсоловую толщу, на узкой низкочастотной фильтрации (10–20), отсутствие на фильтрациях более 30 Гц (для центральной и северной части впадины).

Межсоловые волны в центральной и южной частях впадины можно опознать на основе использования предварительных данных об особенностях геологического строения района. Волновые пакеты, связанные с межсоловой толщей, отделяются от пакетов, ха-

рактизирующих вмещающие породы по несогласию в поведении горизонтов на среднечастотных фильтрациях и по отсутствию регулярных отражений от границ во вмещающих породах на низкочастотных фильтрациях.

На рис. 4 приведены результаты геологической интерпретации описанных сейсмических материалов, которые были получены в южной зоне Припятской впадины. На разрезе проявляется ряд особенностей геологического строения района, которые раньше при использовании ограниченного диапазона частот выявить не удавалось. К ним следует отнести выклинивание нижней части подсольных отложений в северном направлении к ПК 100-110, региональное выклинивание межсолевой толщи в интервале ПК 70-90, расчленение межсолевых отложений на две подтолщи ( $МС_1$ ,  $МС_2$ ), поверхности которых характеризуются различными структурными планами, выявление зоны изменения литологического состава пород нижней подтолщи.

Таким образом, применение методики динамических зондирований среды позволяет значительно расширить возможности МОВ при решении таких задач, как изучение сложнопостроенных сред, получение информации от горизонтов, залегающих под солевыми куполами, определение сложных зон тектонических нарушений, выявление зон выклинивания и зон предполагаемого изменения литологического состава пород, внутриформационных структур и т.д. Геологическая информативность сейсморазведки возрастает, в первую очередь, за счет последовательного построения и интерпретации изображений реальных сред от самой простой двуслойной до наиболее сложных тонкослоистых моделей. Такой подход к анализу сейсмического материала дает возможность повысить надежность и однозначность стратификации волновых картин, регистрируемых на дневной поверхности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Г о г о н е н к о в Г.Н. Расчет и применение синтетических сейсмограмм. М., "Недра", 1972.
2. К л у ш и н С.В., Б о б о р ь к и н А.М. Развернутые спектральные характеристики сейсмогеологических моде -

лей. — В сб.: Вопросы нефтяной геологии и геофизики БССР. Минск, "Наука и техника", 1972.

3. К л у ш и н С.В., Л и с и ц а А.И. Основные типы сейсмогеологических моделей строения подсолевых-межсолевых отложений Припятской впадины. — В сб.: Припятская впадина. Геологические результаты, методика и цифровая обработка геофизических исследований. Минск, 1974 (БелНИГРИ).

4. К л у ш и н С.В. Использование низкочастотной области спектра упругих колебаний для повышения эффективности сейсмической разведки отраженными волнами. Минск, 1976 (БелНИИГТИ).

5. К л у ш и н С.В., А р о в Б.И. Применение регулирования частотного спектра прямой волны для трассирования отраженных границ. Минск, "Наука и техника", 1970.

ВОЗМОЖНОСТИ МЕТОДА ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН ПРИ ИЗУЧЕНИИ  
СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЫ МЕЖСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Известно, что неоднородность межсолевых отложений заключается в преобладании в разрезах карбонатных или глинисто-мергельных пород. Это находит свое отражение в изменчивости скоростных свойств межсолевой толщи [1]. Основными признаками скоростной характеристики являются среднепластовая скорость, среднеквадратическое отклонение, диапазон скорости. Анализ признаков позволил выделить среди карбонатных разрезов пять основных типов.

I и II типы геологических разрезов представлены преимущественно карбонатными породами. Они характеризуются повышенными значениями среднепластовой скорости и небольшими величинами среднеквадратического отклонения. Для II типа характерно наличие пласта с пониженной скоростью в средней части толщи.

III и IV типы разрезов характеризуются значительным содержанием глинисто-мергельных пород в верхней части толщи и различаются между собой по суммарной мощности межсолевых отложений.

V тип разрезов глинисто-мергельные породы содержатся во всей толще межсолевых отложений.

Для III, IV, V типов разрезов свойственны пониженные значения среднепластовой скорости и большие величины среднеквадратического отклонения по сравнению с I и II типами.

С целью изучения структурных особенностей межсолевой толщи по наземным наблюдениям необходимо выявление скоростных

неоднородностей, обусловивших появление на записях данных фаз и поведение которых в пространстве, в свою очередь, контролируют эти фазы при их корреляционном прослеживании. В связи с этим для каждого типа разреза проведен анализ условий образования максимальных фаз. Пример анализа приведен на рисунке, где показаны во временном представлении скоростные разрезы I, II, III и IV типов и теоретические сейсмограммы, рассчитанные с низко (а), средне (б)– и высокочастотными (в) импульсами. Для выявления интервалов разрезов, с которыми могут быть связаны наиболее интенсивные фазы в пределах длительности записи, скоростные разрезы заменялись последовательно однородным слоем со среднепластовой скоростью в толще межсолевых отложений и однородным слоем с сохранением тонкой слоистости вблизи кровли или средней части толщи. Анализ теоретических сейсмограмм показывает, что условия образования фаз в каждом типе разрезов в зависимости от полосы регистрируемых частот разные. Характеристики скоростных неоднородностей, формирующих динамически наиболее выраженные максимальные фазы, приводятся для каждого типа разрезов в зависимости от частоты падающего импульса.

I тип. Для сейсмограмм, рассчитанных с низкочастотным импульсом, наличие тонкой слоистости вблизи кровли, подошвы или средней части межсолевой толщи не сказывается на форме максимальных фаз в начале и конце записи. Следовательно, эти фазы формируются и контролируются в пространстве перепадом скорости на кровле и подошве межсолевой толщи. При мощности отложений ( $h \geq 300$  м) первая и последняя фазы отражений формируются также за счет скоростных перепадов на кровле и подошве. В этой группе начальную фазу следует относить к кровле, а последнюю – к подошве межсолевой толщи.

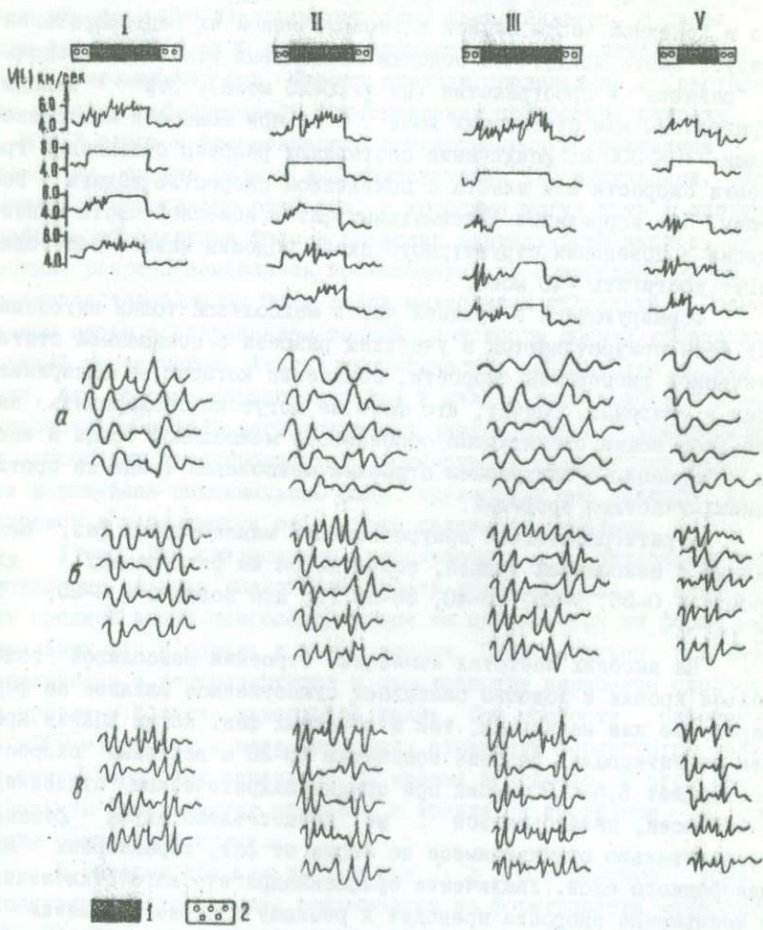
В области средних частот при  $h \geq 300$  м наличие тонкой слоистости несущественно сказывается на формировании начальных фаз. Наличие тонкой слоистости вблизи подошвы не влияет на формирование конечных фаз при величине среднеквадратического отклонения  $\sigma \leq 0,45$  км/сек. По форме записи и соотношению интенсивности эти фазы незначительно отличаются от фаз, характерных для однородного слоя. На интервалах разреза мощностью 20–30 м при увеличении вблизи подошвы  $\sigma$  ( $\sigma \geq 0,45$  км/сек) наблюдается перераспределение интенсивности конечных фаз, вслед-

ствие чего максимальные фазы регистрируются с запаздыванием или опережением на 20-25 мсек. При корреляционном прослеживании фаз в конечной части записи и геологической их интерпретации следует иметь ввиду, что подошва межсолевых отложений несколько "размыта" в пространстве (на  $\pm 20+25$  мсек). Эти выводы справедливы для отраженных волн  $t$  мс при мощности межсолевой толщи  $h \leq 300$  м. Исключение составляют разрезы с наличием градиента скорости или пласта с пониженной скоростью вблизи подошвы. При корреляции максимальных фаз в конечной части записи ошибки в поведении структурного плана подошвы межсолевой толщи могут достигать  $\pm 40$  мсек.

Формирующиеся в средней части межсолевой толщи интенсивные фазы приурочиваются к участкам разреза с повышенной статистической дисперсией скорости, положение которых не выдерживается в разрезах. Значит, эти фазы не могут контролировать какие-либо общие структурные особенности межсолевой толщи и нести информацию о внутреннем строении межсолевой толщи на протяженных участках профилей.

Стратиграфическая приуроченность максимальных фаз, связанных с межсолевой толщей, сохраняется на фильтрациях: для кровли - 0-25, 9-25, 20-40, 30-50 Гц; для подошвы - 0-25, 9-25 Гц.

На высоких частотах изменение строения межсолевой толщи вблизи кровли и подошвы оказывает существенное влияние на формирование как начальных, так и конечных фаз. Когда вблизи кровли на интервалах разреза мощностью 15-20 м величина скорости составляет 5,5-5,9 км/сек при среднеквадратическом отклонении  $\sigma \leq 35$  мсек, начало записи  $t$  мс представлено двумя фазами, незначительно отличающимися по форме от фаз, характерных для однородного слоя. Увеличение среднеквадратического отклонения и уменьшение скорости приводит к резкому перераспределению энергии между ними, максимальные фазы регистрируются с запаздыванием на 15-20 мсек. Такая же картина наблюдается вблизи подошвы межсолевых отложений. Фазы, обусловленные средней частью толщи, имеют одинаковую интенсивность с фазами в начальной и конечной части записи. Запись  $t$  мс в большинстве случаев представлена неразрешенным пучком колебаний (см. рисунок). В связи с этим изучение структурных особенностей межсолевой толщи I типа на высоких частотах затруднено.



Теоретические сейсмограммы и скоростные разрезы межселевых отложений:

I, II, III, V — типы геологических разрезов и соответствующие им скоростные модели; а, б, в — теоретические сейсмограммы в разных диапазонах частот (а — низких, б — средних, в — высоких); 1 — межселевые отложения; 2 — соленосные отложения

II тип. В низкочастотном диапазоне на форму записи начальных фаз влияние тонкой слоистости не сказывается, их формирование можно отнести за счет перепада скорости на кровле. На характер записи конечных фаз сказывается положение в разрезе пачки с пониженной скоростью, в связи с чем может резко меняться их интенсивность.

В среднечастотном диапазоне формирование максимальных фаз происходит как за счет пачки с пониженной скоростью, так и тонкой слоистости в нижнем пласте. Так как положение пачки с пониженной скоростью меняется в разрезах и не выдерживается скоростная дифференциация в нижнем пласте, максимальные амплитуды в скоростных разрезах II типа будут контролировать различные участки разрезов межсолевых отложений. Аналогичная картина наблюдается на сейсмограммах, рассчитанных с высокочастотным импульсом.

III тип. Анализ влияния участков разреза межсолевой толщи на структуру волны  $t$  мс в области низких частот показал, что наиболее интенсивные фазы образуются на границе градиентного слоя со слоем с повышенной скоростью (см. рисунок). На соотношение интенсивности этих фаз и их число влияет строение межсолевой толщи. Когда вблизи подошвы присутствует пласт с пониженной скоростью мощностью 40-60 м, максимальные из трех интенсивных фаз приурочиваются к его кровле. При уменьшении мощности слоя с пониженной скоростью до 20 м на записи выделяются три фазы примерно равной интенсивности, начальная из которых контролирует границу градиентного слоя со слоем с повышенной скоростью. Запись  $t$  мс представлена двумя фазами равной интенсивности при отсутствии слоя с пониженной скоростью вблизи подошвы. Увеличение или уменьшение статистической дисперсии скорости как в градиентном слое, так и слое с повышенной скоростью не влияет на общий уровень интенсивности и форму записи фаз. Поведение в пространстве начальной фазы в группе из двух-трех фаз контролирует границу градиентного слоя со слоем с повышенной скоростью, а прослеживание их по профилю несет информацию о внутренней структуре межсолевых отложений III типа. Следует отметить, что эта особенность волновой картины сохраняется только на фильтрациях в диапазоне частот 0-25, 9-25 Гц. Малейший сдвиг в сторону средних частот (например, 17-35, 24-36

Гц) сразу же приводит к более сложной и интерференционной записи во временном диапазоне регистрации  $t$  мс.

Когда на площади межсолевые отложения представлены I и II типами разрезов, максимальные фазы в низкочастотной области при прослеживании и соответствующей стратиграфической привязке несут информацию о замещении карбонатных пород в разрезе глинисто-мергельными.

В области средних частот на формирование начальных фаз оказывает влияние мощность пласта с повышенной скоростью вблизи кровли. Более или менее устойчивые фазы появляются на записи при мощности слоя  $\geq 10$  м. При меньшей мощности начальная запись представлена слабо интенсивным, невыразительным однофазным колебанием. В связи с этим корреляционное прослеживание таких фаз по профилю затруднено. Присутствие в разрезах градиентных слоев и тонкой слоистости сказывается в перераспределении интенсивности фаз в последующей части записи, максимальные из которых нельзя связать с определенной частью разреза. Средне-частотный диапазон является неоптимальным для изучения каких-либо выдержанных в пространстве скоростных неоднородностей в разрезах III типа. На высоких частотах максимальные фазы в начале записи  $t$  мс формируются за счет пласта с повышенной скоростью вблизи кровли межсолевых отложений. Анализ сейсмограмм в разрезах данного типа показывает, что довольно интенсивное двухфазное колебание регистрируется при мощности пласта  $\geq 4$  м. При увеличении его мощности ( $\geq 20$  м) наблюдается перераспределение интенсивности между фазами. Максимальная фаза регистрируется по отношению к началу записи с опозданием на  $\pm 15-20$  мсек. Начальные фазы разделены временным интервалом  $\pm 30-35$  мсек от максимальных фаз, регистрирующихся в последующей части записи (см. рисунок). Следовательно, в III типе появляется возможность изучения поведения кровли межсолевой толщи в диапазоне частот 40-70 Гц. Однако надо иметь в виду, что кровля межсолевой толщи будет "размыта" в пространстве на 15-20 мсек.

Перебор различных узкополосных фильтраций в диапазоне частот от 30 до 70 Гц показал, что начальные фазы  $t$  мс наилучшим образом выделяются на записи при сдвиге нижнего предела фильтрации в область частот более 30 Гц; верхнего предела - в область частот более 60 Гц, т.е. на фильтрациях 36-60, 38-65, 40-70 Гц.

В последующей части записи  $t$  мс наиболее стабильная группа максимальных фаз выделяется вблизи контакта градиентного слоя со слоем с повышенной скоростью. Число этих фаз и соотношение их интенсивностей резко меняется от одной скважины к другой и в целом корреляционное их прослеживание не контролирует поведение этого контакта.

IV тип. В данном случае максимальные по интенсивности фазы на низких и средних частотах приурочены к нижнему слою с повышенной скоростью. Условия формирования максимальных фаз на высоких частотах аналогичны III типу.

V тип. На структуру отраженной волны  $t$  мс существенное влияние оказывает наличие тонкой слоистости как на низких, так и на средних и высоких частотах (см. рисунок). Изучение структурных особенностей межсолевой толщи этого типа является наиболее сложным. Анализ сейсмограмм данного типа показывает, что возможно изучение только кровли межсолевых отложений с использованием высоких частот. Соотношение интенсивностей фаз  $t$  мс в начале записи и их число не выдерживаются. Как и в III и IV типах разрезов, корреляционное прослеживание двух фаз в начале записи обеспечит прослеживание некоторой эффективной геологической поверхности, "размытой" в пространстве на  $\pm 20-25$  мсек.

Из изложенного следует, что слоистая структура межсолевых отложений и диапазон регистрируемых частот взаимосвязаны. В зависимости от типа разреза и полосы регистрируемых частот основными элементами в разрезах межсолевых отложений, которые формируют коррелирующуюся по площади часть волнового поля, являются: кровля, подошва, тонкие слои с повышенной скоростью вблизи кровли и слои с повышенной скоростью в нижней части межсолевой толщи.

Для изучения кровли межсолевых отложений в зависимости от типа разреза межсолевых отложений необходимы следующие частоты: низкие в I и II типах; высокие - в III, IV, V типах. В последнем случае геологическая поверхность, отождествляемая с кровлей межсолевых отложений, будет "размыта" в пространстве на  $\pm 15-30$  мсек.

Корреляционное прослеживание волны, приуроченной к подошве межсолевых отложений, возможно в области низких частот в разрезах I типа; в остальных типах разрезов ее прослеживание

затруднено во всем рассмотренном диапазоне частот в связи с преобладающим влиянием на форму записи  $t$  мс невыдерживающихся по площади тонких скоростных неоднородностей и наличием пластов с пониженной скоростью вблизи подошвы толщи.

В III типе разрезов в области низких частот максимальные фазы, приуроченные к высокоскоростным слоям в нижней части межсолевой толщи, характеризуют ее внутреннее строение.

#### ЛИТЕРАТУРА

Г а л а г а н Е.А., Ф е л о т о в а Г.А. Динамические характеристики отраженных волн от межсолевых отложений. Геофизический сборник АН УССР, вып.64, 1975.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОБМЕННЫХ ВОЛНАХ В ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЕ

Сложные задачи, стоящие перед сейморазведкой в Припятской впадине, с точки зрения повышения детальности исследований вызывают необходимость оценивать перспективы использования низкоскоростных волн с поперечной поляризацией колебаний.

В связи с этим отделом геофизики БелНИПРИ начато и продолжается изучение состава полей обменных и поперечных волн. Предпринимавшиеся ранее попытки провести такие исследования в глубоких скважинах оказались малорезультативными из-за отсутствия соответствующей аппаратуры. Применение трехкомпонентных неориентируемых в пространстве установок сейсмоприемников приводило к тому, что на сейсмограммах горизонтальных приборов регистрировалась хаотическая запись колебаний, на фоне которой не удавалось повсеместно выделять регулярные волны. Причиной этого является беспорядочное вращение скважинного прибора при его перемещениях между точками наблюдений. Поэтому была поставлена задача — разработать конструкцию и изготовить опытный образец скважинной установки сейсмоприемников с принудительной ориентировкой, пригодный для исследования в обсаженных скважинах. В 1973–1974 гг. такой прибор был изготовлен, что дало возможность начать планомерные исследования волн с поперечной поляризацией колебаний.

С целью изучения обменных волн отрабатывался непродольный профиль ВСП с пунктов взрыва (ПВ), удаленных от устья взрывной скважины на 400–1700 м. Это позволяло регистрировать обменные волны различных типов, формирующиеся на разных глубинах. Продольные профили (ПВ–ГО) отрабатывались при изучении поперечных волн, формирующихся в источнике. Условия возбуждения в

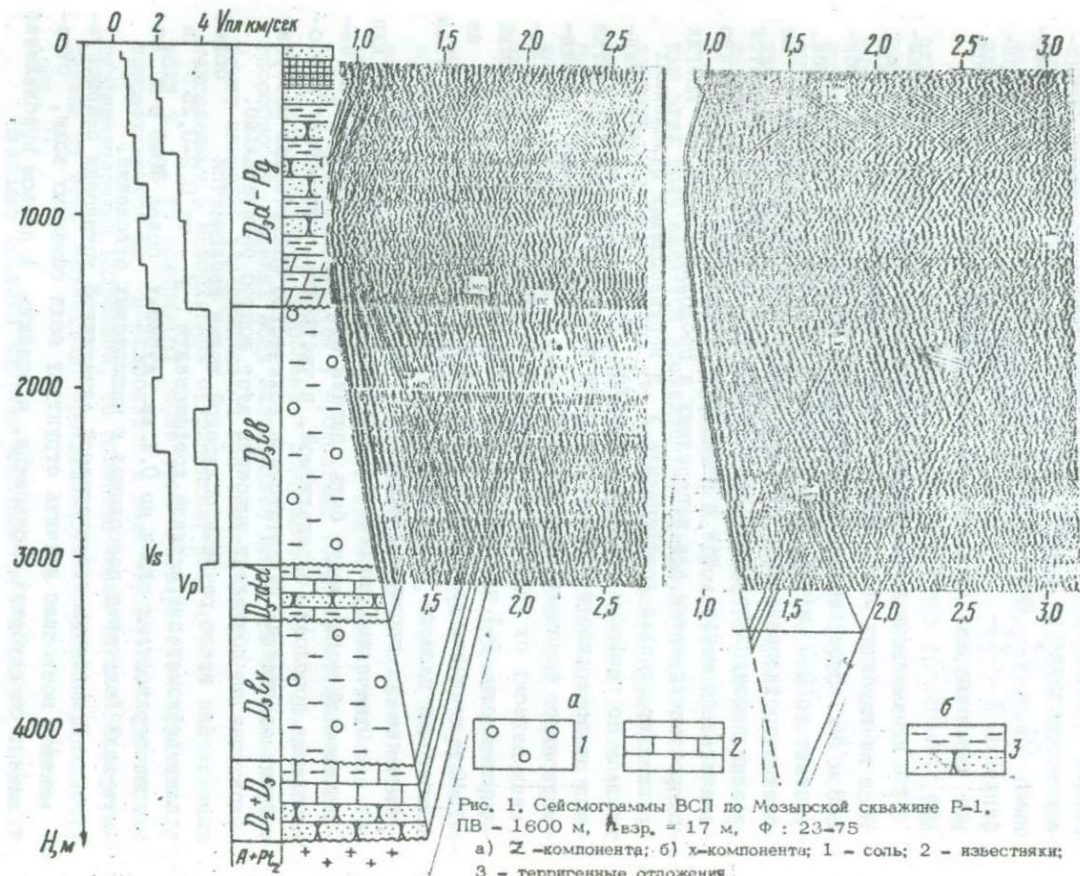
первом случае подбирались исходя из условия формирования наиболее простого по форме импульса продольной падающей волны. При обработке продольных профилей выбор глубины заложения заряда определялся необходимостью формирования в источнике поперечной волны наибольшей интенсивности.

Для регистрации колебаний используются вертикальный и горизонтальный сейсмоприемники. В скважинном приборе они располагаются в трех взаимно перпендикулярных плоскостях  $X, Y, Z$ . В каждой точке наблюдений производится ориентировка трехкомпонентной установки таким образом, чтобы ось  $X$ -компоненты была ориентирована в направлении ПВ.

Первые опробования ориентируемой установки при работах ВСП показали принципиальную возможность улучшения прослеживаемости волн с поперечной поляризацией колебаний. При исследованиях с использованием обычного неориентируемого прибора на сейсмограммах ВСП удалось выделить только наиболее интенсивные обменные волны, формирующиеся в верхней части разреза (надсолевой толщи) [1]. Интервал их прослеживаемости ограничивался, как правило, областью, близкой к границам обмена. По таким отрывочным данным не представлялось возможным построить удовлетворительную скоростную модель для поперечных волн. Кроме того, при такой методике структура поля обменных и поперечных волн, формирующихся в нефтеперспективных подсолевых и межсолевых отложениях, оставалась неизученной.

Решение всех этих вопросов оказалось возможным при использовании скважинной установки с принудительной ориентировкой. В результате наблюдений, выполненных на Мозырской, Ельской, Западно-Валавской, Петриковской и других площадях, получены новые данные о волнах с поперечной поляризацией колебаний, имеющие принципиальное значение для оценки их разведочных возможностей при решении задач нефтяной геологии в Припятской впадине.

Одним из основных результатов выполненных исследований следует считать получение достоверных данных о скоростных параметрах среды на основе совместной обработки годографов поперечных и различных типов обменных волн. Дифференциация разреза по пластовым скоростям поперечных и продольных волн показана на рис. 1. В отдельных случаях на графике  $V_{пл}^0$  выделяются про-



слои, отсутствующие на графике пластовых скоростей продольных волн. Скоростные границы прослоев, выделенных по разным скоростным кривым, не всегда совпадают. Для средних скоростей поперечных волн  $\bar{V}^S$ , как и для продольных  $\bar{V}^P$ , отмечается плавное возрастание их значений. Наибольшее различие между величинами  $\bar{V}^S$  и  $\bar{V}^P$  наблюдается в надсолевой толще. Значения коэффициента  $\gamma = \frac{\bar{V}^S}{\bar{V}^P}$  постепенно возрастают (от 0,2-0,25 в верхней части разреза до 0,35-0,37 у поверхности верхнесолевой толщи).

Минимальные величины скоростей поперечных волн наблюдаются на глубинах менее 100 м, где они составляют около 200-300 м/сек. В верхнесолевых отложениях их значения резко возрастают до 2000 м/сек, а в отдельных случаях - до 2500 м/сек. Анализ соотношения  $\frac{\bar{V}^S}{\bar{V}^P}$  в отложениях верхнесолевой толщи на разных площадях показал, что в целом это соотношение меняется значительно меньше, чем в надсолевых отложениях. Учитывая, что скоростные границы для поперечных и продольных волн не всегда совпадают, оценка коэффициента  $\gamma$  в верхнесолевых отложениях велась по графикам средних скоростей  $\bar{V}^S$  и  $\bar{V}^P$ , рассчитанных от поверхности толщи. Сопоставление результатов обработки материалов показало, что значения  $\gamma$  в верхнесолевых отложениях зависят от глубины залегания поверхности соли. Так, в Мозырской скв. Р-1 при глубине поверхности соленосных отложений 1540 м величины колеблются в пределах 0,5-0,55, тогда как на Любанской площади (скв. 419) при глубине поверхности соли 41 м значение  $\gamma$  несколько меньше - 0,43-0,47.

Отмеченные различия в величинах соотношений  $\frac{\bar{V}^S}{\bar{V}^P}$  для соленосной толщи могут быть связаны со степенью уплотнения несолевых прослоев, определяемой, в частности, мощностью надсолевых отложений. Недостаточное количество фактических материалов пока не позволяет выяснить этот вопрос окончательно.

Для всего разреза осадочной толщи наблюдается более плавное изменение величин коэффициента  $\gamma$  - от 0,2-0,25 в приповерхностных слоях до 0,4 на глубинах более 3000 м в интервале залегания подсолевых и межсолевых отложений.

Применение ориентируемой скважинной установки сейсмоприемников позволило изучить структуру поля обменных волн, отраженных от глубоких горизонтов, и оценить в первом приближении

условия прохождения их к дневной поверхности. Уже первые сопоставления сейсмограмм, полученных на различных компонентах, показали, что в разрезе Припятской впадины, наряду со сравнительно хорошо изученным полем продольных отраженных воли, существуют еще более насыщенные регулярными волнами поля отраженных поперечно-поляризованных колебаний, недоступные ранее для детальных исследований.

В результате исследований установлено, что основные горизонты, отражающие продольные волны, являются границами, на которых формируются обменные и поперечные отражения. Можно выделить две группы воли, отраженных от границ в подсолевых и межсолевых отложениях. К первой группе  $PS$  относятся волны, формирующиеся непосредственно при падении на границу прямой продольной волны (рис. 1). Волны первой группы обладают достаточной относительной интенсивностью для визуального прослеживания их на сейсмограммах ВСП. Существенной особенностью этих волн является сравнительно среднечастотный состав колебаний (20–40 Гц) и то, что значение скоростей примерно в 1,5 раза меньше скоростей продольных волн. Описываемые волны могут быть отнесены к типу  $SV$  с колебаниями, поляризованными в лучевой плоскости. На сейсмограммах  $X$ -компонент они характеризуются наибольшей интенсивностью.

Волны второй группы ( $PSS$ ) являются отражениями обменной проходящей волны, формирующейся на поверхности верхнесолевой толщи (рис. 2). Спектральный состав их, хотя и более низкочастотный, также незначительно отличается от состава колебаний продольных волн, отраженных от тех же границ, значения  $V_{эф}$  в 2–2,5 раза меньше, чем у продольных волн. Сопоставление сейсмограмм различных компонент показывает, что разрешающая способность обменных волн значительно выше, чем продольных. Особенно наглядно это проявляется при анализе волн, связанных с подсолевыми и межсолевыми отложениями. Если группа отраженных волн  $t_{пс+ф}$  от подсолевых горизонтов и поверхности фундамента прослеживается на  $Z$ -компоненте в виде многофазной группы интерференционных колебаний, то обменные волны типа  $PSS$ , отраженные от этих горизонтов, прослеживаются каждая в отдельности (рис. 2).

Наиболее сложная картина наблюдается в верхней части разреза, где преобладают многократные отражения, мешающие про-

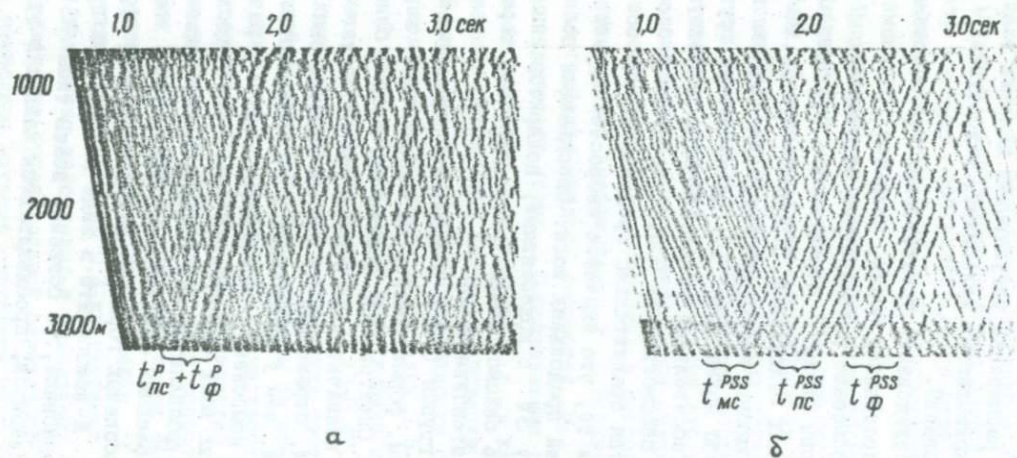


Рис. 2. Сейсмограммы ВСП по Западно-Валавской скважине Р-2.  
 ПВ = 400 м,  $h_{\text{взр.}} = 12$  м, Ф : ОК  
 а)  $\Sigma$ -компонента; б)  $\chi$ -компонента

слеживанию глубинных волн. Интенсивные многократные отражения формируются в надсолевой толще (рис. 1). Эти особенности служат серьезной помехой при регистрации обменных волн на дневной поверхности. Вместе с тем уже первые опыты наземных наблюдений с целью прослеживания глубинных обменных отражений показали реальную возможность решения данной задачи.

При проведении опытных работ использована методика обращения годографа с регистрацией колебаний на дневной поверхности. На одном из участков профиля установлены различные группы горизонтальных и вертикальных сейсмоприемников, при помощи которых регистрировались взрывы, производящиеся вдоль профиля с шагом 30 м. Затем были составлены сводные сейсмограммы различных компонент (рис. 3).

На сейсмограммах  $Z$  и  $X$ -компонент наблюдаются различные по составу волновые картины. На записи  $Z$ -компоненты группа продольных волн, отраженных от подсолевых границ и поверхности фундамента, прослеживается в интервале времени 2-2,3 сек. Сейсмограмма  $X$ -компоненты на больших удалениях характеризуется высоким фоном среднескоростных помех, мешающих прослеживанию обменных отраженных волн. Однако при времени регистрации около 3 сек. удается довольно уверенно выделить группу обменных волн от тех же границ. Кроме того, на меньших удалениях взрыв-прибор на сейсмической записи выделяются обменные отражения от более мелких границ. Таким образом, несмотря на сравнительную сложность поля поперечно-поляризованных колебаний при наблюдениях на дневной поверхности, информация о глубинной части разреза может быть получена.

Анализ приведенных результатов позволяет сделать следующие выводы.

В осадочном чехле Припятской впадины, в том числе в подсолевых и межсолевых отложениях, имеются сейсмические границы, на которых формируются интенсивные обменные отраженные волны. Они могут рассматриваться как возможный объект исследований при решении задачи освещения глубинной части разреза. Доминирующими являются волны типов  $PS$  и  $PSS$ , последние формируются при падении на отражающую границу проходящей обменной волны, образовавшейся на поверхности соленосной толщи.

Учитывая, что эффективные скорости обменных волн в 1,5-2,5 раза ниже скоростей продольных волн, а частоты записи ко-



Рис. 3. Сейсмограммы наземных наблюдений.

$h_{\text{взр.}} = 12 \text{ м}$ ,  $\Phi$  : ОК

а) Z-компонента; б) X-компонента

лебаний соизмеримы, появляется возможность на основе использования волн  $PS$  и  $PSS$  повысить разрешающую способность сейсморазведки в Припятской впадине.

Положительные результаты опытов по регистрации обменных волн на дневной поверхности позволят в дальнейшем приступить к разработке методики их прослеживания наземными методами сейсморазведки.

#### ЛИТЕРАТУРА

И. Клушин С.В., Аров Б.И., Чаплыгин Э.Н., Федотова Г.А. Изучение сейсмических границ и связанных с ними волн в Припятской впадине методом вертикального сейсмического профилирования. - В сб.: Геофизические методы поисков и разведки нефти и газа в Припятской впадине. Минск, "Наука и техника", 1970.

УДК [ 552.08:539.218]:550.832

Н.З.ЗАЛЯЕВ, Б.В.БОНДАРЕНКО

### АЛГОРИТМ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ПОРОД ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН

Гравиметрическая съемка повышенной точности на современном этапе изученности геоплотностного разреза Припятской впадины содержит весьма важную информацию о пологих структурах под мощным соляным экраном [ 1].

Геологический разрез осадочного чехла впадины можно представить в виде тонких слоисто-однородных сред с взаимозависимыми параметрами плотности и скорости. "Плотностная" и "скоростная" слоистость литологически разнотипных пород, если они изучаются по этим параметрам на уровне одной и той же представительности, создает основу комплексного подхода к интерпретации гравиразведки и сейсморазведки. В этом случае "скоростной" модели среды можно найти изоморфный аналог модели "плотностной" и в итоге выполнить корреляционную процедуру волнового и потенциального гравитационного полей. Цель нашей работы - найти корреляционные взаимозависимости между плотностными и скоростными параметрами по непрерывным записям геофизических исследований скважин.

В применяемом комплексе геофизических исследований не имеется метода, данные которого можно было бы непосредственно использовать для определения плотности. Известный плотностной каротаж (ПТК) до сих пор не нашел применения из-за технических трудностей получения качественных замеров.

Реальным является применение способа определения плотности пород по данным функционально преобразованных показаний, предложенного Н.Залаяевым [ 2].

В основу способа заложена взаимозависимость плотности пород со скоростью распространения упругих волн. Известно, что зависимость плотности от скорости в общем индивидуальна для различных литологических типов пород. Тем не менее, придерживаясь определенных допущений с учетом требуемой точности определений, эти зависимости можно объединить в несколько обобщенных функций  $\Delta T$  от объемной плотности. В этом случае задача нахождения плотности сводится к пересчету  $\Delta t$  в плотность для выбранных групп пород. Разделение пород на соответствующие группы можно осуществлять по данным комплекса НК, ГК, АК.

Первую (основную) группу пород составляют известняки, доломиты, песчаники и их смеси. На рис. 1 показаны зависимости плотности от времени распространения упругих волн для каждой разновидности пород в отдельности и усредненная кривая (кривая 1). Из сравнения видно, что индивидуальные кривые отклоняются от усредненной не более чем на  $\pm 0,03 \text{ г/см}^3$ . Очевидно, такие же погрешности можно ожидать при оценке плотности по единой зависимости. Величины погрешностей можно считать допустимыми (даже при непосредственном использовании данных ГК ошибки такого порядка неизбежны). Вторую группу пород составляют соли и глинистые разности (рис. 1, кривая 2), а третью группу — ангидриты с примесью известняков, доломитов (кривая 3).

Для случая глинистости пород первой группы предусмотрена поправочная кривая с целью учета влияния глинистости.

Суть определения плотности сводится к следующему. Прежде всего осуществляется разбивка изучаемых пород на группы; по данным НК и АК выявляются соли и ангидриты. Путем функциональных преобразований показания НК по известнякам и доломитам увязываются с  $\Delta T$ . Соли отмечаются при этом аномальными расхождениями увязанных кривых. Величина расхождения их показаний по отношению к доломитам составляет 80–90 мсек/м. Для ангидритов характерны расхождения порядка 60–70 мсек/м. Дополнительным признаком является величина  $\Delta t$ . Для соленосных пород она должна быть более 210 мсек/м, для ангидритов — в пределах 160–180 мсек/м. Все остальные породы, не удовлетворяющие таким условиям, относятся к первой (основной) группе.

Далее определяется плотность по отдельным зависимостям для каждой группы. Для основной группы пород используется уравнение

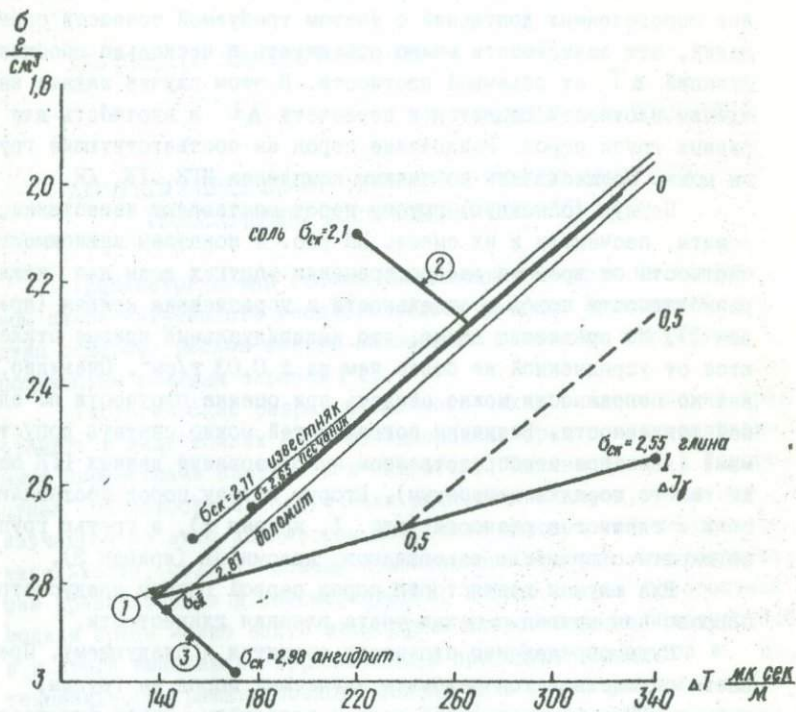


Рис. 1. Палетка для определения плотности пород разного состава по данным акустического каротажа

$$\rho_{об} = 3,425 - 0,0043I \Delta t. \quad (1)$$

Для глинистых разностей пород этой группы вводится поправка, определяемая по данным ГК по выражению:

$$\Delta \rho = 0,6 \Delta J_j, \quad (2)$$

где  $\Delta \rho$  — величина поправки, которую следует прибавлять к найденному значению плотности по выражению (1);  $\Delta J_j$  — относительный-разностный параметр ГК, пропорциональный глинистости (в глинах  $\Delta J_j = I$ , в чистых породах  $\Delta J_j = 0$ ).

Плотность соленосных пород находится по уравнению для кривой 2:

$$\rho_c = 0,00375 \Delta T + I,275. \quad (3)$$

Это уравнение справедливо как для гелогенных отложений, так и для глинистых разностей с содержанием глинистого материала до 30%.

По уравнению для кривой 3 соответственно определяется плотность ангидритов:

$$\rho_A = 0,006 \Delta T + I,94. \quad (4)$$

Основные принципы алгоритма, предусматривающие оценку плотности наиболее чистых разностей пород, были реализованы в программе для ЭВМ "Минск-32". Опробование программы показало хорошее совпадение получаемых результатов с данными керн и расчетными значениями плотности. Для неглинистых разностей пород ошибки не превышали величины  $\pm 0,03$  г/см<sup>3</sup> (рис. 2).

Более значительные отклонения определений наблюдались в глинистых разностях пород, потому что программа не была рассчитана на такие условия. В рассмотренном алгоритме предусмотрена возможность определения также глинистых и переходных разностей пород, что позволяет определять плотность тонкослоистого разреза с большим набором литологически разнотипных пород. Хотя в отдельных случаях возможны ошибки, однако за счет непрерывности записей и набора большей статистики получаемые решения будут более достоверны сравнительно с дискретным изучением плотности в лабораторных условиях.

Описанный метод имеет, разумеется, ограничения. Отметим прежде всего трудность получения удовлетворительных результа-

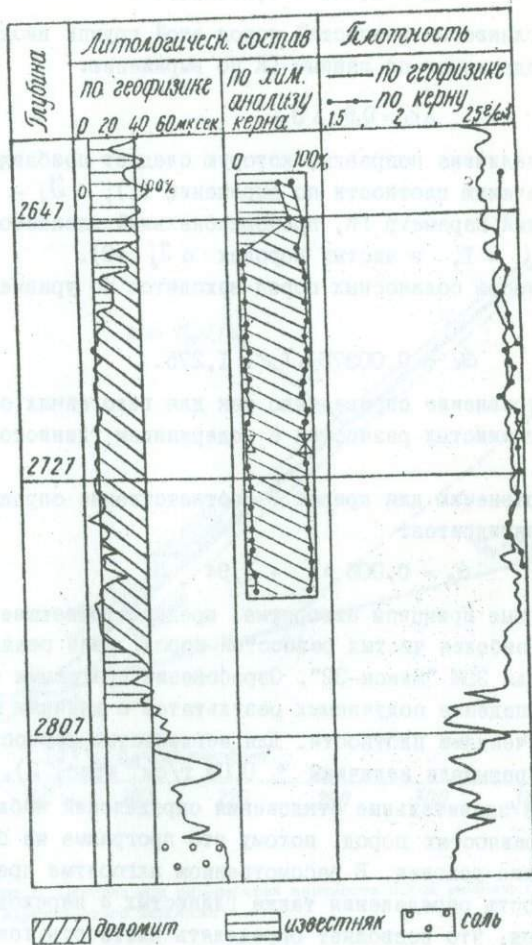


Рис. 2. Результаты определения плотности пород и литологической их классификации по данным НГК, АК, ГК на ЭВМ в сопоставлении с данными анализа керна

тов для верхних толщ песчано-глинистых отложений в надсолевой части разреза из-за нарушения принятой зависимости скорости пород от плотности, громоздкость исходной информации в цифровой форме, получаемой пока посредством преобразователей. Но то, что уже получено, позволяет создавать единые сейсмогравиметрические модели - основу научного комплексирования сейсморазведки и гравиразведки для изучения локальных нефтеперспективных структур Припятской впадины.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко Б.В., Крылова О.С., Алексеечко Е.Я. Гравитационные эффекты структурно-вещественных комплексов нефтеперспективных структур Припятской впадины. - В кн.: Геофизические методы поисков и разведки нефти и газа в Припятской впадине. Минск, "Наука и техника", 1970.

2. Заляев Н.З. Интерпретация геофизических параметров методом функциональных преобразований. - В сб.: Припятская впадина. Геофизические исследования скражин. Минск, 1976 (БелНИГРИ).

## РЕФЕРАТЫ

УДК 550.834

Некоторые аспекты системного исследования геофизических полей. Бондаренко Б.В., Емельянов А.П. "Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами". Минск, 1977 (БелНИГРИ).

Рассматриваются аспекты создания специализированных высокоорганизованных систем, автоматизирующих обработку и интерпретацию геофизических данных, особенности таких систем, взаимодействие человека с ЭВМ.

УДК 550.834

Естественная классификация геофизических полей Припятского рифта. Бондаренко Б.В., Фокина Н.Ф. "Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами". Минск, 1977 (БелНИГРИ).

Изложены системные принципы анализа и синтеза гравитационного и магнитного полей; оппозитивные признаки аномалий в группах на разных иерархических уровнях системной организации, изоморфно отображающих структуру поверхности фундамента Припятского рифта, равно как и структуру докембрийского субстрата. Определены задачи структурной геофизики.

УДК 550.834

Изучение скоростей упругих волн на образцах осадочных пород. Те -

деев Р.В. "Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами". Минск, 1977 (БелНИГРИ).

Рассматриваются влияние высокого всестороннего давления до 4 кб, температуры до 160°C, пористости и насыщенности пор флюидами на скорость продольных волн в образцах некоторых осадочных пород Припятской впадины. Показывается, что при термодинамических условиях, характерных для верхней части земной коры, температура оказывает меньшее влияние на скорость  $V_p$  по сравнению с давлением.

УДК 550.834(476)

О детальном скоростном строении подсолевых отложений. Базанова Е.А., Дикарева С.П. "Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами". Минск, 1977 (БелНИГРИ).

Изложены результаты изучения детальное скоростного строения подсолевых карбонатных и терригенных отложений северной части Припятской впадины на основе обработки материалов акустического каротажа скважин. Определены основные скоростные неоднородности разреза и закономерности их изменения в пределах региона и локальных структур, особенности внутренней структуры горизонтов. Показана принципиальная необходимость повышения точности стратиграфической привязки отраженной волны от поверхности подсолевой карбонатной толщи.

УДК 550.834

Поглощение сейсмической энергии в речных средах. Аронов Б.И. "Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами". Минск, 1977 (БелНИГРИ).

Рассмотрены вопросы методики изучения граничных и пластовых коэффициентов поглощения методом ВСП. Приведено уравне-

ние, связывающее поглощение и скорость, на основе которой получены графики. Описаны результаты изучения поглощения в разл. литологических толщах.

УДК 550.834

О связях между физическими параметрами песчанников. Познякевич З.Л., Слободянюк И.А. "Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами". Минск, 1977 (БелНИГРИ).

Приведены зависимости интервального времени удельного сопротивления и проницаемости от пористости песчанников. Предложена памятка для оценки нефтенасыщенности пород по данным АК и БК.

УДК 550.834

Некоторые вопросы кинематики сейсмических лучей в неоднородных средах. Тедеев Р.В. "Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами". Минск, 1977 (БелНИГРИ).

Освещаются вопросы, связанные с изучением формы сейсмических лучей в неоднородных средах. На основе решения дифференциального уравнения находятся такие зависимости скорости в среде, при которых сейсмические лучи совпадают по форме с некоторыми кривыми, такими, как окружность, эллипс, гипербола, парабола, обыкновенная циклоида, цепная линия и т.д.

УДК 550.834

О возможности использования принципа Гюйгенса-Френеля для решения прямой задачи сейсморазведки. Левашев К.И. "Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами". Минск, 1977 (БелНИГРИ).

Рассмотрена возможность использования упрощенного варианта Кирхгофа. Связь между излучаемой волной, отражающими свойствами границы и отраженной волной представлена в виде связи между элементами линейной системы. В качестве временной характеристики границы использована ее импульсная реакция. Дана оценка искажения отраженной волны. Приведены примеры получения теоретических сейсмограмм для различных границ при помощи моделирования на ЭВМ.

УДК 550.834.05

Решение прямой двумерной кинематической задачи для сопряженных приемно-излучающих систем. Л и з а н е ц М.Г.  
"Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами". Минск, 1977 (БелНИГРИ).

Приведены решения прямой двумерной кинематической задачи для сопряженных приемно-излучающих систем в параметрическом и явном видах. Получены соотношения, дающие связь между управляемыми кинематическими параметрами волнового поля при возбуждении и приеме упругих колебаний для плоских отражающих границ произвольного наклона.

УДК 550.834

Методика определения скоростной характеристики среды и построения глубинного разреза по материалам МОГТ. Т е д е е в Р.В. "Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами". Минск, 1977 (БелНИГРИ).

Рассматриваются методические вопросы определения пластовых скоростей и построения глубинных разрезов для сред с плоскими наклонными и криволинейными границами раздела небольшой кривизны по материалам МОГТ. Применяется итеративный алгоритм. Исходными данными служат скорости  $V_{огт}$  и годографы нормальных лучей. При решении обратной задачи используется зависимость

пределного значения эффективной скорости от параметров многослойной среды.

УДК 550.834

Зависимость формы импульса прямой волны от величины и глубины заложения заряда. А р о в Б.И. "Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами". Минск, 1977 (БелНИГРИ).

Получена аналитическая зависимость амплитуды и частоты прямой волны от величины заряда при взрывах в однородных средах. Показано влияние зоны малых скоростей на форму импульса прямой волны в зависимости от величины и относительной глубины погружения заряда.

УДК 550.834(476)

Особенности сейсмогеологического строения депрессионных зон Припятской впадины. Л и с и ц а А.И., К у д р и н Н.П. "Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами". Минск, 1977 (БелНИГРИ).

Показан анализ скоростной дифференциации и волнового поля на вертикальном профиле в депрессионной зоне. Отмечено, что увеличение мощности осадочной толщи приводит к увеличению интенсивности волн, отраженных от подсоловых-межсоловых отложений и от границ в верхней и нижней соленосных толщах.

УДК 550.8.053

Особенности волновых полей в зонах разрывных нарушений Припятской впадины. К у д р я в е ц И.Д., Д з ю б е н к о А.В. "Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами". Минск, 1977 (БелНИГРИ).

Дается характеристика волновых полей в зонах глубинных краевых, региональных ступеннеобразующих и локальных разрывных

нарушений Припятской впадины при наблюдениях МОГТ и КМПВ. С переходом сейсмических исследований на методику ОГТ надежность выделения разломов, в том числе и небольших амплитуд, возросла. Это позволяет увереннее выполнять структурные построения и более правильно ориентировать глубокое бурение на нефть и газ.

УДК 550.834(476)

Методика зондирований геологических сред различного частотными импульсами упругих колебаний. К л у ш и н С.В. "Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами". Минск, 1977 (БелНИГРИ).

Рассмотрены теоретические основы зондирований среды различного частотными импульсами как в процессе полевых работ, так и на этапе обработки путем цифровой фильтрации. Приведены результаты применения методики зондирований при изучении зон тектонических нарушений, выклинивания и изменения литологии пород, а также для стратификации отраженных волн.

УДК 550.834.5

Возможности метода отраженных волн при изучении слоистой структуры межсолевых отложений северной части Припятской впадины. Г а л а г а н Е.А. "Припятская впадина. Изучение сложнопостроенных структур геофизическими методами". Минск, 1977 (БелНИГРИ).

Показано, что в зависимости от типа разреза и полосы регистрируемых частот основными элементами в разрезах межсолевых отложений северной части Припятской впадины, которые формируют коррелирующуюся по площади часть волнового поля, являются: кровля, подошва, тонкие слои с повышенной скоростью вблизи кровли и слои с повышенной скоростью в нижней части межсолевой толщи. Показано также, что в разрезах, представленных карбонатными породами, для прослеживания кровли межсолевых отложений необходимы низкие частоты; в разрезах, представленных глини-

то-мергельными породами во всей толще и в верхней части, -  
высокие частоты.

УДК 550.834(476)

Новые данные об обменных волнах в Припятской  
впадине. К л у ш и н С.В., И с а е в њ к о М.Н.  
"Припятская впадина. Изучение сложнопостроен-  
ных структур геофизическими методами". Минск,  
1977 (БелНИГРИ).

Изложены методика и результаты изучения обменных волн в  
скважинах с помощью трехкомпонентной ориентируемой установки.  
Показано, что в осадочном чехле имеются сейсмические границы,  
на которых образуются обменные отраженные волны типов PS и  
PSS, использование которых позволит в 1,5-2,5 раза повы-  
сить разрешающую способность сейсморазведки.

УДК 550.834

Алгоритм определения плотности пород по комп-  
лексу геофизических исследований скважин.  
З а л я е в Н.З., Б о н д а р е н к о Б.В.  
"Припятская впадина изучение сложнопостроен-  
ных структур геофизическими методами". Минск,  
1977 (БелНИГРИ).

Рассматривается алгоритм определения плотности пород по  
данным методов НГК, АК и ГК. Путем функциональных преобразова-  
ний и сравнения показаний этих методов осуществляется разбивка  
пород на три группы, для каждой из которых связь плотности с  
временем пробега волн можно аппроксимировать одной усредненной  
зависимостью. Плотность определяется по этим индивидуальным  
зависимостям с учетом принадлежности пород к той или иной груп-  
пе.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

Стр.

Бондаренко Б.В., Емельянов А.П. Некоторые аспекты системного исследования геофизических полей .....	3
Бондаренко Б.В., Фокина Н.Ф. Естественная классификация геофизических полей Припятского рифта .....	10
Тедеев Р.В. Изучение скоростей упругих волн на образцах осадочных пород .....	26
Базанова Е.А., Дикарева С.П. О детальном скоростном строении подсолевых отложений .....	35
Аров Б.И. Поглощение сейсмической энергии в реальных средах .....	49
Познякерич Э.Л., Слободянюк И.А. О связях между физическими параметрами песчаников .....	61
Тедеев Р.В. Некоторые вопросы кинематики сейсмических лучей в неоднородных средах .....	66
Левашев К.И. О возможности использования принципа Гюйгенса-Френеля для решения прямой задачи сейсморазведки .....	77
Лизанец М.Г. Решение прямой двумерной кинематической задачи для сопряженных приемно-излучающих систем .....	89
Тедеев Р.В. Методика определения скоростной характеристики среды и построения глубинного разреза по материалам МОПТ .....	96

А р о в Б.И. Зависимость формы импульса прямой волны от величины и глубины заложения заряда .....	106
Л и с и ц а А.И., К у д р и н Н.П. Особенности сейсмогеологического строения депрессионных зон Припятской впадины .....	112
К у д р я в е ц И.Д., Д з ю б е н к о А.В. Особенности волновых полей в зонах разрывных нарушений Припятской впадины .....	117
К л у ш и н С.В. Методика зондирований геологических сред разночастотными импульсами упругих колебаний...	124
Г а л а г а н Е.А. Возможности метода отраженных волн при изучении слоистой структуры межсолевых отложений северной части Припятской впадины .....	139
К л у ш и н С.В., И с а е н к о М.Н. Новые данные об обменных волнах в Припятской впадине .....	147
З а л я е в Н.З., Б о н д а р е н к о Б.В. Алгоритм определения плотности пород по комплексу геофизических исследований скважин .....	156
Рефераты .....	162

ПРИПЯТСКАЯ ВПАДИНА. ИЗУЧЕНИЕ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ  
СТРУКТУР ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Редактор М.А.Маракулин

Техн. редактор О.Г.Шапиро

Корректор Н.В.Симонова

---

АТ 21583. Подписано к печати 6. IY. 1977 г. Бумага писчая №1.  
Формат 60x84 1/16. Печ. л. 10,6. Уч.-изд. л. 9,1. Тираж 350 экз.  
Заказ 0345. Цена 64 коп. ЭИИП БелНИИИТИ.

Минск, К.Маркса, 10

2158