

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ТОМСКИЙ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи

ИСЛЯМОВА АЛЕКСАНДРА АНДРЕЕВНА

**ВЛИЯНИЕ ТРЕЩИНОВАТОСТИ И ПОРИСТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД НА
АМПЛИТУДНЫЙ СПЕКТР СЕЙСМИЧЕСКИХ ТРАСС
ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ОБРАБОТКЕ ВРЕМЕННЫХ РАЗРЕЗОВ**

25.00.10 – Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
Доктор физико-математических наук
М.М. Немирович-Данченко

Томск-2017

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
1. ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ ВЛИЯНИЯ ТРЕЩИНОВАТОСТИ И ПОРИСТОСТИ НА ПОЛЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН	9
1.1. Некоторые методы решения прямых задач сейсморазведки.....	9
1.2. Исследования трещиноватости горных пород.....	12
1.3. Модели сред, используемые в сейсмике	14
1.4. Общая характеристика и методы изучения трещиноватости.....	16
2. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕХНОЛОГИИ. МОДЕЛЬ С ТРЕЩИНОВАТОЙ ЗОНОЙ	40
2.1. Технология создания скоростных моделей	40
2.2. Модель с трещиноватой зоной: сравнение с экспериментом Грегори.....	47
2.3. Эксперименты с трещиноватыми моделями.....	56
3. ВЛИЯНИЕ ПОРИСТОСТИ НА СЕЙСМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ: СЛУЧАЙ ОДИНОЧНОЙ ПОРЫ И ПОРИСТОГО СЛОЯ.....	61
3.1. Влияние одиночной поры на волновую картину.....	62
3.2. Влияние пористого слоя на скорость упругой волны	64
4. ПРИМЕНЕНИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ПРОНИ И ФУРЬЕ ПРИ ОБРАБОТКЕ ВРЕМЕННЫХ РАЗРЕЗОВ В СКОЛЬЗЯЩЕМ ОКНЕ	69
4.1. О методике оконного преобразования.....	69
4.2. Геологическая характеристика Двуреченского месторождения.....	71
4.2.1. Стратиграфия.....	72
4.2.2. Тектоническое строение	75
4.2.3. Нефтегазоносность.....	76
4.3. Варианты и результаты обработки временных разрезов	78
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	83
ЛИТЕРАТУРА.....	86

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Постепенное истощение запасов углеводородов, локализованных в структурных ловушках, приводит к необходимости выявления нестандартных и сложнопостроенных коллекторов. К числу последних относятся, в том числе, терригенные и карбонатные коллектора, в которых преобладает трещиноватый тип пористости. На территории Западной Сибири наиболее эффективным способом изучения данного объема недр является проведение наземной сейсморазведки. Изучение свойств сейсмического поля с целью выявления зон, указывающих на способность породы содержать флюиды, позволит более достоверно прогнозировать локализацию залежей углеводородов на этапе поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений.

Объектом исследований являются сейсмические волновые поля, регистрируемые после прохождения через среды, обладающие повышенной микроструктурной неоднородностью, а именно, содержащие пустоты в виде пор или трещин.

Степень разработанности темы. Опубликовано большое количество данных физических экспериментов, посвященных распространению упругих колебаний в образцах горных пород и демонстрирующих затухание (поглощение) сигналов. Уже разработаны и продолжают разрабатываться технологические приёмы выделения зон с повышенным затуханием как следствие комплексирования скважинных наблюдений, петрофизических исследований и данных сейсморазведки. Также ведутся различные разработки вариантов расчетных алгоритмов, описывающих сейсмическое поле в среде с трещинами, которые, тем не менее, не всегда согласуются с реальными физическими процессами и нуждаются в уточнении.

Цель исследования заключается в обосновании и проверке применимости способа математического моделирования сейсмического поля (методики создания цифровых моделей трещиноватых и пористых сред и алгоритма расчета сейсмического сигнала), который обеспечивает реально наблюдаемые изменения

спектра сейсмических трасс, прошедших участки горных пород, содержащие зоны неоднородностей в микроструктуре (поры и трещины).

Алгоритм был создан на основе решения ряда задач конечно-разностным методом в рамках модели среды со случайно распределенными неоднородностями. Достижение поставленной цели происходит при помощи качественного и количественного сравнения данных моделирования с опубликованными результатами физических экспериментов по изучению спектральных свойств сигнала при прохождении через образец песчаника, по моделированию дифракции на одиночной поре и по измерению скоростей распространения продольной и поперечной волн в пористом образце. На основании полученных факторов влияния возможно выявление аналогичных зон в сейсмическом поле путем предлагаемого алгоритма оконной фильтрации на реальных временных разрезах.

Осуществление запланированного исследования производилось последовательно, путем решения **следующих задач**:

1) поиск и параметризация результатов физических экспериментов, связанных с распространением сейсмических волн;

2) создание геометрии компьютерных моделей, аналогичных представленным в описании физических опытов, их численная параметризация, определение оптимальных параметров исходного импульса;

3) проведение расчета сейсмических синтетических трасс конечно-разностным методом, позволяющим моделировать полное волновое поле в среде, содержащей произвольную пористость и трещиноватость.

4) сопоставление с опубликованными данными лабораторных исследований, анализ спектра Фурье, оценка применимости используемого подхода;

5) разработка алгоритмов применения выявленных закономерностей в изменении спектральных характеристик для обработки реальных временных сейсмических разрезов с целью обнаружения зон повышенного содержания микроструктурных неоднородностей в разрезе, связанных с коллекторскими свойствами пород.

Научная новизна работы

1) впервые проведен математический расчет полного волнового сейсмического поля с учетом упруго-хрупко-пластических деформаций на моделях с явным описанием трещиноватой и пористой структуры горных пород;

2) впервые проведена оценка характеристик изменения спектральной энергии сейсмических сигналов, как полученных данным способом, так и полевых, при прохождении через трещиноватые и пористые зоны на основе преобразований Фурье и Прони;

3) предложен алгоритм оконной фильтрации для выделения во временных разрезах зон затухания, проведен анализ его эффективности при обработке временного разреза на продуктивном интервале терригенных отложений одного из месторождений Томской области.

Методология и методы исследования

Методологической основой исследований является модель геологической среды, обладающей упругим поведением и способностью в процессе воздействия колебаний деформироваться на микроструктурном уровне, изменяя конфигурацию пустот и минерального скелета.

Задачи решаются численно конечно-разностным методом Уилкинса [105] на лагранжевой сетке, причем расчетная сетка деформируется и движется вместе со средой. Моделирование трещиноватой горной породы осуществляется явным образом путем расщепления расчетной сетки [106].

Модель трещиноватости строится методом случайного распределения бесконечно тонких разрезов конечной длины, модель пористой среды – распределением изометричных ячеек пор конечных размеров.

На основании исследований формулируется методика выявления зон затухания, основанная на спектральных преобразованиях Прони и Фурье, позволяющих оценить энергетические потери исходного сигнала для различных

частот. Преобразования производится в скользящем окне, что более контрастно отражает свойства различных интервалов разреза.

Теоретическая и практическая значимость работы

1) Результаты анализа амплитудного спектра сейсмических трасс позволили установить характер его изменения после прохождения волной горных пород, содержащих в структуре пустоты (трещины и поры). Изменение спектра всегда имеет характер сдвига в сторону длинных волн.

2) Полученные оценки изменения спектра дают возможность построить алгоритм оконной фильтрации для выделения во временных разрезах зон затухания, соответствующих поглощению энергии, характерного для пористых и трещиноватых коллекторов.

3) Проведенный анализ временного разреза для продуктивной толщи терригенных отложений одного из месторождений Томской области позволил сформулировать признаки выявления на обработанных предложенным образом разрезах поглощающих зон, связанных с повышенным объемом пустот в породе, что является необходимым условием эффективной нефтенасыщенности коллектора.

4) Разработанный алгоритм может быть использован на стадии математической обработки данных сейсморазведки как один из сейсмических атрибутов, позволяющих локализовать и уточнить области повышенных значений фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) пород.

Защищаемые положения

1. Создана математическая модель трещиноватой среды, которая при моделировании сейсмического поля адекватно описывает характеристики распространения упругой волны через горные породы, содержащие трещины.

2. Предложен способ создания математической модели пористой среды, при котором характеристики распространения упругой волны в такой среде

соответствуют реальным свойствам сейсмических волн в пористых горных породах.

3. Разработан алгоритм применения оконной обработки временных сейсмических разрезов для выделения зон повышенного поглощения сигнала, проверенный на примере Двуреченского месторождения.

Степень достоверности результатов

1) Результаты проведенного расчета сейсмических полей, получаемых при прохождении волны через и трещиноватую, и пористую зоны, на качественном уровне хорошо согласуются с данными физических экспериментов, опубликованных как итоги изучения распространения волн в образцах на лабораторных установках.

2) Изменение характеристик рассчитанных амплитудно-частотных спектров сейсмических трасс, полученных после прохождения сигналом зоны неоднородностей, согласуется с физическими процессами потери энергии при упругих колебаниях и соответствует спектрам волн после регистрации на аналогичных лабораторных образцах.

3) Расчетные скорости распространения волны, прошедшей через заданные модели с различными коэффициентами пористости, весьма точно соответствуют скоростям, зарегистрированным на таких же пористых образцах в опубликованном физическом эксперименте.

4) Зоны повышенного поглощения упругого сигнала на реальных сейсмических разрезах, полученные в результате предлагаемого алгоритма обработки, согласуются с выделенными на месторождении границами содержания углеводородов в продуктивном интервале.

Апробация результатов исследования

Основные результаты исследования ежегодно докладывались на следующих научных мероприятиях:

- 1) Международный научный конгресс «Интерэкспо ГЕО-Сибирь» (Новосибирск, 2013, 2014, 2015);
- 2) Международный научный симпозиум студентов и молодых ученых имени академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр» (Томск, 2011, 2012, 2013, 2014, 2016);
- 3) Всероссийская научно-практическая конференция с международным участием, посвященная 70-летию основания в Томском политехническом институте кафедры "Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых" (Томск, 2016);
- 4) Уральская молодежная научная школа по геофизике УрО РАН (Екатеринбург, 2012; Пермь, 2013);
- 5) Всероссийский научно-практический семинар с международным участием имени Г.С. Вахромеева «Современные методы поисков в рудной и нефтяной геологоразведке» (Иркутск, 2016).

Основные положения научной работы изложены в 23 публикациях диссертанта, в том числе 3 статьи в журналах перечня ВАК, 3 статьи, индексируемые в Scopus.

1. ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ ВЛИЯНИЯ ТРЕЩИНОВАТОСТИ И ПОРИСТОСТИ НА ПОЛЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

1.1. Некоторые методы решения прямых задач сейсморазведки

Одним из разделов сейсморазведки, как, впрочем, и других методов геофизики, является решение прямых задач, то есть получение синтетических временных разрезов на основании сейсмогеологической модели. При решении прямой задачи сейсмологии наибольшее значение играют аналитические методы. В силу своей общности точное решение аналитическим методом более предпочтительно, чем численное. Но зачастую формулируются задачи, для которых невозможно относительно простое аналитическое решение. Полуаналитические методы также не дают упрощение поставленной проблемы, и по количеству вычислений их можно отнести скорее к численным методам.

Основным из полуаналитических методов является лучевой метод [5]. Впервые асимптотическое решение было получено Бабишем в [6] для анизотропной среды; предложенный подход развивается в работах [7,8]. Однако, лучевой метод ограничен в сингулярных областях, чего лишен другой тип методов – дифракционные. Прежде всего, это метод Кирхгофа-Гельмгольца [9]. Также к дифракционным относят методы, которые базируются на применении принципа Гюйгенса-Френеля [10, 11].

Для относительно простых моделей сред достаточно эффективно работают матричные методы [12], которые позволяют производить расчет волновых полей для обобщенных моделей пористых и тонкослоистых сред.

Существует метод, предложенный Б.Г. Михайленко [13], основанный на спектрально-разностном подходе и лишенный каких-либо ограничений. Он был разработан на основании аналитического метода разделения переменных с применением конечно-разностного решения одномерной редуцированной задачи. Данный способ моделирования может использоваться для сложных неоднородных сред двумерной или трехмерной конфигурации и получать нестационарные волновые поля.

При использовании спектрального подхода необходимо найти разложение в ряд неизвестной функции по некоторому базисному набору функций, обладающих свойством быть бесконечно дифференцируемыми во всем расчетном интервале. Этим спектральные методы отличаются от конечно-разностных, где функции могут быть определены только дискретно. Полученные при разложении по базисным функциям коэффициенты можно представить в виде спектра. Если принять в качестве базиса тригонометрические функции, то данный спектр будет являться непосредственно спектром Фурье. На описанных методиках разложения строятся и псевдоспектральные методы [14,15].

Особое место в классификации занимает метод граничных элементов (интегралов) [16]. Расчет волнового поля здесь основан на решении интегралов Грина-Вольтерра, где используются фундаментальные решения систем уравнений эластодинамики. Эффективность методики зависит от параметров разбиения границы на единичные ячейки. В изучении механики твердого тела наиболее широкое применение метод граничных элементов получил в нелинейной теории упругости [17]. В настоящее время его модификации активно используются при расчетах распространения упругих сейсмических волн [18].

Конечно-разностные методы занимают особую роль в математическом моделировании [19]. Например, в [20] изучение влияния пористой среды на сейсмическую волну производится по схеме Мак-Кормака, где используется два оператора – предиктор и корректор. Другая схема [21] предлагает центрирование операторов дифференцирования при расчетах распространения продольной и поляризованной поперечной волны на двумерных моделях неоднородных сред.

Выбор операторов конечно-разностного расчета, основанный на численных аспектах, предложен Гольбергом [22]. На основании изучения спектров функций-операторов выделены наиболее эффективные для подавления волн-помех, соответствующих частоте Найквиста в пространстве. Особое внимание при использовании данного подхода следует уделять адекватности получаемых значений кинематических характеристик упругих волн, в частности, в [23] рассматривается групповая скорость распространения сейсмических колебаний.

Возможность решать более сложные задачи сейсмоки зависит от количества ячеек, приходящихся на одну длину волны, количество которых должно быть минимально.

Также одной из возникающих проблем при моделировании сейсмоки является представление криволинейных границ, которому посвящена работа [24]. Предлагается процедура создания криволинейных сеток, проведен анализ ошибок за счет аппроксимации криволинейных границ прямоугольными сетками. В работе сделан вывод о корректности решения при достаточно мелком прямоугольном разбиении, что позволяет избежать применения генераторов криволинейных сеток, за счет чего весьма существенно уменьшается время проведения математического расчета.

При постановке прямых задач сейсмических колебаний необходимо представлять источник в виде точечного объекта, который воздействует на поверхность однородного изотропного полупространства. В такой постановке данная задача была сформулирована в 1904 году Лэмбом [25] и названа в его честь. Он выявил три стадии передачи упругого возмущения: продольная волна – область возмущения (расширения) без сдвиговых деформаций, поперечная волна – искажение пространства посредством бокового сдвига и волна Рэлея – последняя наиболее медленная стадия деформации среды. Одно из решений задачи Лэмба предложено В.И. Смирновым [84], где использован метод неполного разделения переменных. Этот подход развит Г.И. Петрашенем и его последователями при исследовании механизмов эластодинамики, на основании чего предложены новые решения задачи Лэмба [27, 28]. Также данный метод в комбинации с конечно-разностным подходом применен А.С. Алексеевым и Б.Г. Михайленко [29] для решения задачи Лэмба.

Особое внимание следует уделить методу разложения функций в ряд Фурье на переменном интервале, используемым Л.И. Слепяном [30]. Дополнив его приемом улучшения сходимости рядов Фурье за счет экспоненциальной весовой функции, исследователь решает задачу Лэмба быстрее и проще, чем другими методами.

1.2. Исследования трещиноватости горных пород

Проблема трещиноватости актуальна в связи с тем, что в последнее время все большее предпочтение учеными отдается неорганической теории образования нефти, основанной на близости крупнейших залежей к протяженным глубинным разломам, о чем упоминается в работе [31]. Соответственно, тектонические напряжения, создавшие разломы, влияют и на более локальные участки горных пород, образуя зоны трещиноватости. Особенности формирования залежей в фундаменте рассмотрены в работе [32].

Идея использовать не-зеркальную (рассеянную) компоненту волнового поля для изучения зон аномальной трещиноватости на основе фокусирующих преобразований (F-преобразований) возникла более 20 лет назад [33, 34].

Несколько методик, основанных на выделении зон увеличения рассеянной энергии, были развиты в нашей стране советскими исследователями. Сюда следует включить метод фокусирующих преобразований [36, 37], технологию СЛБО [35], миграционное изображение рассеивающих объектов МИРО [40], текстурно-спектральный анализ [39], волновое ОГТ [38]. Данные методы предназначены для выявления трещиноватых и кавернозных коллекторов по повышенной концентрации энергии рассеянных волн [41].

Для получения изображений дифрагирующих/рассеивающих геологических объектов используются специальные миграционные процедуры–приемы фокусировки энергии (фокусирующие преобразования) и даже специальным образом устроенные системы возбуждения и регистрации сейсмических данных (сейсмический локатор бокового обзора – СЛБО). Как правило, дифрагирующие/рассеивающие объекты обусловлены наличием субсейсмической структуры разреза (трещины, каверны, зоны разуплотнения, малоамплитудные сбросы и др.), поэтому их отображение на сейсмических разрезах существенно повышает разрешенность и информативность последних.

В работах [42, 43] показано, что для выделения зон деструкций в последнее время активно применяется и развивается объектно-ориентированная технология

с использованием методики фокусирующих преобразований. Это позволяет повысить общую информативность волновых изображений геологической среды [44].

Вопросами фокусирующих преобразований в разные годы интенсивно занимались как в нашей стране, так и за рубежом. Из отечественных ученых следует отметить Ю. А. Тарасова, С. И. Шленкина, Ю. Г. Раевского [45, 46]. Их идеи продолжены в работах [47, 48].

Много сделал для разработки математической и алгоритмической основы метода фокусирующих преобразований В. А. Поздняков [49]. Основная идея состоит в том, что использование условных систем наблюдений со скользящими базами источников колебаний и приемников позволяет создавать интерференционную систему с определенными характеристиками, а также фокусировать (настраивать) ее на выявление конкретного рассеянного типа волн, за счет чего возможно построение изображений локальных геологических объектов. В работе [50] приводятся результаты применения фокусирующего преобразования на реальных данных для условий Восточной Сибири в комплексе данными ВСП по более чем 20 скважинам и другими методами анализа.

Также существует математический подход [51], основанный на численном моделировании. Автор указывает, что такой подход – один из более корректных методов изучения параметров распространения волн в трещиноватых средах. Его основой является система дифференциальных уравнений с частными производными, которые описывают распространение и продольных, и поперечных волн при условии малых деформаций. В работе проведен анализ энергетических характеристик различных типов волн, полученных при моделировании данным способом.

Еще одной разновидностью использования рассеянных волн является волновой аналог ОГТ, описанный в работе [38]. Метод ВОГТ является методом пре-стековой миграции, который позволяет получать как традиционные временные разрезы, так и временные разрезы дифракторов, содержащие изображения рассеивающих элементов среды. Это возможно благодаря

корректному вычитанию колебаний отраженных волн из исходного полного волнового поля.

1.3. Модели сред, используемые в сейсмике

Решение задачи Лэмба, представляющий основной интерес для изотропной упругой среды, оказывается недостаточным при сравнении результатов с реально наблюдаемыми сигналами в более сложных средах. Необходимы более детальные теоретические исследования, учитывающие анизотропию и неоднородность структуры реальных горных пород.

Анизотропные скорости и их зависимость от направления распространения продольных и поперечных волн впервые были изучены Кристоффелем. Волновое уравнение в простейшей форме было решено Пуассоном, в общем виде решение предложено Кирхгоффом.

В работах Фойгхта впервые приведена привычная нам матрица упругих скоростей, состоящая из 21 упругой константы. Анизотропные кристаллические системы были исследованы А.В. Гадолиным [52]. На основании анализа уравнения Кристоффеля Будаев [53] сформулировал используемую в настоящее время классификацию анизотропных состояний.

При анализе распространения сейсмических волн в Земле наиболее эффективная модель представляет собой чередование неоднородных субгоризонтальных слоев, осложненных зонами повышенной трещиноватости в зонах тектонической активности. Трещиноватая среда может быть описана с помощью анизотропного подхода [54]. Для некоторых слоистых сред, аналогичных строению осадочного чехла, Г.И. Петрашением были предложены аналитические решения [55]. Эффективная модель пористой среды, построенная Бакулиным и Молотковым [56], является разновидностью трансверсально-изотропной (гексагональной) системы осей. Распространение упругих волн в модельных анизотропных средах также рассмотрены в работе [57]. Распространение вибрационных сигналов в пористых средах с наличием флюида порождает нелинейные эффекты, которые были изучены в [64]. Показано, что

пласт-коллектор, насыщенный газоконденсатом выделяется при анализе нелинейного параметра.

Изучение глубинных горизонтов горных пород сейсморазведочными методами приводит к необходимости учитывать действие напряжений, возникающих за счет литостатического и бокового давления. Теория изменения свойств упругих пористых сред под действием нормальных напряжений между гранулами в простейшей постановке была сформулирована Герцем. Учет тангенциальных взаимодействий между сферическими частицами обломочных пород впервые был проведен Миндлиным [58].

Впоследствии развитием этого вопроса занимался Био, изучая однородные среды с ненулевыми исходными напряжениями [59], что позволило в конечном итоге сформулировать известную модель Био-Френеля. Однако, до этого в работах Я.И. Френкеля от 1944 года [60] была предложена модель пористой среды, которая дает корректное представление о скоростях распространения упругих волн. Здесь учитывается движение жидкого флюида между зернами скелета. Упрощенный вариант данной модели, который может быть использован для применяемых на практике сейсмических частот, предложен в теории Гассмана [61], где требуется меньшее количество постоянных коэффициентов. Но здесь необходимо включать в расчет модуль всестороннего сжатия скелета породы в сухом состоянии, который в общем случае неизвестен. Выход из положения был предложен в [62] путем использования понятия "сжимаемости порового пространства", на основании чего стало возможно учитывать флюидонасыщенность другими методами [63].

Осадочные горные породы обломочного происхождения особенно подвержены влиянию давления (напряжения), меняющего их упругие свойства. Большинство природных сейсмических эффектов возникают в результате больших напряжений и обладают свойством конечных деформаций. В связи с этим при задании моделей геологических сред допускается зависимость их сейсмических свойств и деформаций от накопленных напряжений. Данные модели получили название гипопругой (или гипопластической) среды.

Определяющие характеристики гипопругой среды впервые были сформулированы Яуманном в [65]. Теория гипопругой среды наиболее полно изложена В. Прагером [66], где приводятся конкретные примеры расчетов. П. Жермен [67] отмечал, что на сегодняшний день модель гипопругой среды является наиболее актуальной в механике, и показал, как ведет себя данная среда при существующих начальных напряжениях. Однако, поведение гранулированных пород достаточно редко может быть описано гипопругой моделью. К ним больше подходит понятие гипопластической среды, которая отличается различным поведением при увеличении напряжений и разгрузке. Данное свойство гипопластической модели, наиболее точно описывающее упругие характеристики пластичных пород, позволило принять модель за основную и обеспечить ей развитие в работах, изучающих поведение природных грунтов [69, 70].

1.4. Общая характеристика и методы изучения трещиноватости

При планировании технологии добычи нефти и газа важное значение имеет знание характера распределения коллекторских свойств и, в первую очередь, пористости и проницаемости горных пород. Особенно важно знание этих свойств при освоении залежей нефти со сложно построенными и карбонатными коллекторами, где неравномерность распределения трещиноватости в продуктивной толще оказывает решающее влияние на фильтрационно-емкостные свойства коллекторов и на размеры области дренирования скважин, поскольку в таких условиях дебиты добывающих скважин во многом определяются не структурным фактором, а трещиноватостью коллекторов. Информацию о поле трещиноватости геологической среды обычно получают в результате наземных и скважинных комплексных геофизических исследований, ведущее место среди которых занимают сейсмоакустические методы.

Термином "трещиноватость" обычно характеризуют совокупность открытых макро- и микротрещин в заданном объеме горной породы. Полость открытой трещины заполнена газом или флюидом, а закрытой – каменным

материалом. По происхождению трещины подразделяются на тектонические, седиментационные, эпигенетические и техногенные. Последние образуются в результате техногенных воздействий на среду, например, при гидроразрыве пластов, искусственном заводнении залежей и т.п. На интенсивность трещиноватости большое влияние оказывает литологический состав горных пород. В общем случае наибольшей трещиноватостью обладают плотные и хрупкие карбонатные породы (доломиты, известняки и др.), а наименьшей - пластичные соли и глины.

Значительная густота раскрытых трещин приводит к существенному затуханию сейсмических волн и возникновению рассеянных волн на совокупности трещин. Направленная трещиноватость приводит к появлению анизотропии механических свойств горных пород, что приводит к зависимости скорости распространения сейсмических волн от направления их распространения.

Основной причиной появления трещиноватости горных пород является возникновение напряженно-деформированного состояния среды. В зависимости от характера напряженно-деформированного состояния системы трещинных зон могут развиваться в вертикальном, субвертикальном, субгоризонтальном и горизонтальном направлениях. Основное направления трещин в геологической среде – субвертикальное, близкое к углам падения в 60° - 85° . Например, на крыльях антиклинальной складки возникают максимальные касательные напряжения, которые приводят к образованию субвертикальных зон трещиноватости. В своде структуры или на ее шарнирных частях возникают горизонтальные растягивающие усилия, которые приводят к образованию воронкообразной зоны трещиноватости, состоящей в основном из вертикальных трещин отрыва. В горизонтальной проекции поле напряженного состояния этой антиклинальной складки представляет собой радиально-концентрическую структуру распределения максимальных и минимальных значений напряжения, что предопределяет формирование аналогичной по форме системы трещин.

Из сказанного ясно, что проблема достоверного обнаружения и изучения зон трещиноватости достаточно актуальна. Какие существуют методы изучения трещиноватости? Основным и наиболее эффективным методом изучения трещиноватости в разрезе скважин является акустический каротаж в широкополосной модификации. Возможно применение скважинного акустического метода, основанного на регистрации шумов сейсмической эмиссии. Однако обнаружение зон трещиноватости с поверхности возможно только путем *детального изучения поля особых сейсмических волн*, происхождение которых связано с открытой трещиноватостью горных пород.

Существующие законы отражения (преломления) в сейсморазведке описывают процесс распространения (прохождения) сейсмических волн через плоские границы раздела сред. В реальных средах, помимо регулярных и протяженных (гладких) сейсмических границ – границ с большим радиусом кривизны, существуют и геологические образования (границы) другой формы, порождающие вторичные сейсмические волны. Такими объектами, порождающими вторичные волны, прежде всего, являются локальные геологические образования с характерным размером l , которые можно условно отождествлять с сейсмическими границами с малым ($l < \lambda$) и очень малым ($l \ll \lambda$) радиусом кривизны. При этой классификации эталоном для сравнения радиуса кривизны границ или размера неоднородности выступает преобладающая (видимая) длина волны (λ) сейсмических колебаний.

Известно, что при распространении упругих волн в среде на всех видах неоднородностей происходит процесс их отражения [71]. В зависимости от среднего размера неоднородности l относительно преобладающей длины волны λ доминируют различные виды отражения:

- при $l > \lambda$ зеркальное отражение;
- при $l \approx \lambda$ рассеянное отражение;
- при $l < \lambda$ рассеянное отражение релеевского типа.

Сейсмические волны, возникающие в первом случае, принято называть отраженными волнами, во втором – дифрагированными, в третьем – собственно рассеянными.

Основным типом геологических объектов, порождающих виды не зеркальных сейсмических волн, являются локальные совокупности хаотически расположенных неоднородностей в геологической среде, размер каждой из которых существенно меньше доминирующей длины волны. Возникающие в таких случаях сейсмические волны принято называть *рассеянными волнами*. При этом, как правило, интенсивность регулярных отраженных волн существенно превышает интенсивность и дифрагированных и рассеянных волн. Если на пути движения сейсмической волны встречается локальное геологическое образование – сейсмическая граница с малым радиусом кривизны или совокупность локальных неоднородностей очень малых размеров (в сравнении с длиной той волны), то законы отражения и прохождения сейсмических волн перестают работать. В этих условиях явление преобразования упругой энергии сейсмических волн одного типа в другой тип описывается уже другими физическими законами – законами *рассеяния и дифракции*.

Рассеянные волны образуются на геологических неоднородностях, размеры которых существенно меньше длины сейсмических волн. Именно такие размеры чаще всего характерны для систем трещин в горных породах. Открытая трещиноватость горных пород может породить наиболее интенсивные рассеянные волны. Именно поэтому рассеянные волны могут служить отличным индикатором открытой трещиноватости геологической среды. Для выделения рассеянных волн в сложном интерференционном волновом поле необходимо применять специальные системы наблюдений и обработки.

Дифракция – это явление перемещения энергии упругих колебаний *поперек направления* их распространения, обеспечивающее сглаживание резких изменений интенсивности колебаний вдоль фронта волны. Причиной (источником) дифракции условно можно считать некоторую, локально малую, в сравнении с видимой длиной волны, часть среды, после прохождения которой и

возникает необходимость в сглаживании резких изменений интенсивности волнового поля вдоль фронта волны. Математический аппарат, описывающий динамические свойства дифрагированных волн достаточно сложен. Дифракция представляет собой механизм проникновения сейсмической энергии в область среды, куда по законам геометрической сейсмологии (оптики) энергия попасть не может. С кинематической точки зрения для описания дифрагированных волн справедлив *модифицированный принцип Ферма*: путь распространения дифрагированной волны соответствует минимуму суммы времен пробега от источника волн в среде до точки (области) дифракции и от нее – до точки наблюдения. Наиболее изучена в сейсморазведке дифракция на «ребре», под которым обычно понимается излом или обрыв сейсмической границы вследствие выклинивания, дизъюнктивного нарушения или иных подобных причин.

Дифракция возникает и при отражении от отражающих элементов, размеры которых равны или меньше диаметра первой зоны Френеля. В этом случае за счет синфазной интерференции дифрагированных волн с отраженной волной возникает заметное увеличение интенсивности колебаний над эпицентром объекта (рис. 1).

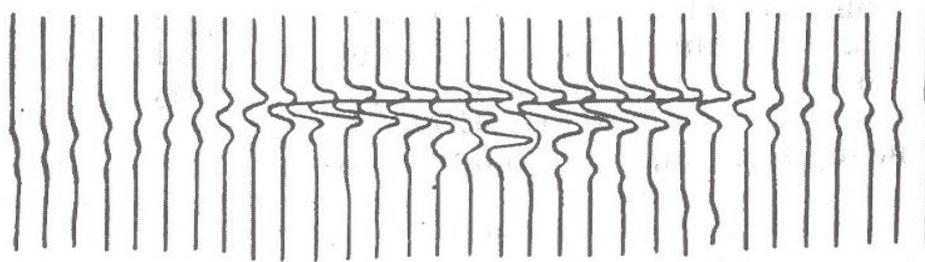


Рис.1. Модельные временные разрезы отраженных волн по профилям, проходящим над дифрагирующими элементами в виде диска с диаметром, равным размеру первой зоны Френеля.

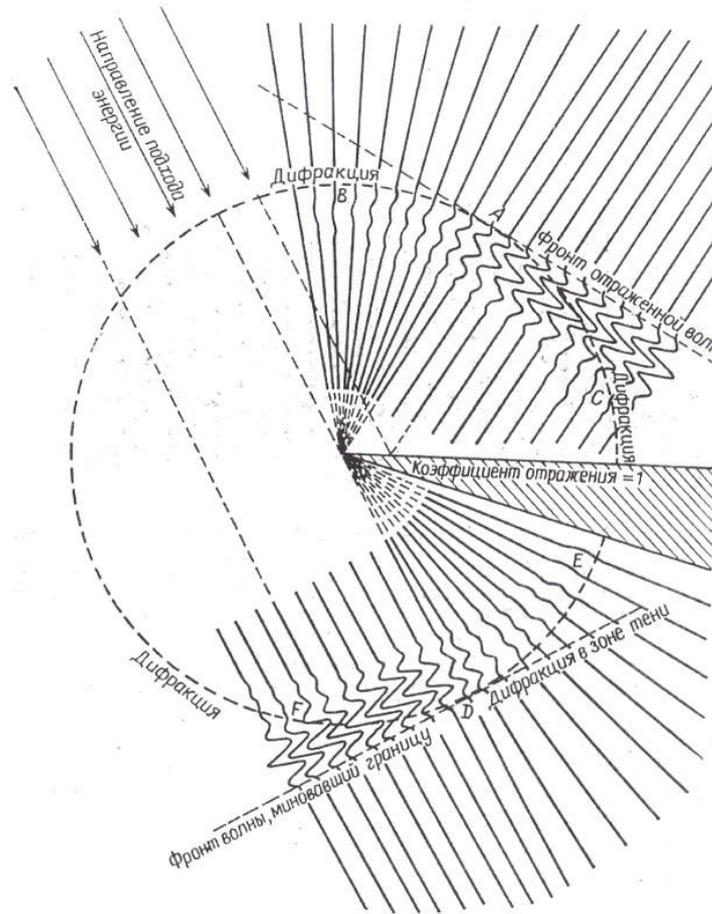


Рис.2. Схема формирования вторичных волновых фронтов отраженной и дифрагированной волны на идеально отражающем клине

Понять основные закономерности формирования дифрагированных волн можно на примере рассмотрения эффектов, возникающих при падении плоского волнового фронта на идеально отражающий пласт клиновидной формы. На рис. 2 демонстрируются условные амплитуды волновых фронтов спустя некоторое время после прохождения падающего плоского волнового фронта угловой точки клина с идеальной отражающей поверхностью. Фронт отраженной волны интерферирует с волновым фронтом дифрагированной волны BAC . Часть волнового фронта падающей волны, не попавшей на клин, также интерферирует с дифрагированной волной, ось синфазности которой занимает положение FDE . Участок DE характеризуется присутствием только дифрагированной волны, попадающей в зону тени, которая недоступна для падающих волн. Теоретические исследования и практика сейсморазведочных работ позволяют сформулировать следующие общие закономерности, характерные для дифрагированных волн:

- фронт монотипной дифрагированной волны всегда касается фронтов регулярных отраженных или проходящих волн, вызывающих дифракцию;
- наибольшая интенсивность дифрагированных волн наблюдается в окрестности линии (точки) соприкосновения фронтов дифрагированной и падающей волн;
- по мере удаления от источника дифракции (линии, точки) интенсивность дифрагированных волн быстро убывает вследствие явления расхождения сейсмических волн;
- видимый период дифрагированных волн незначительно больше периода порождающей волны.

Поскольку рассеянные волны образуются на неоднородностях значительно меньших, чем длина волны, что соответствует размерам трещин, а открытая трещиноватость является наиболее жесткой в акустическом смысле неоднородностью, то именно *рассеянные волны могут служить наиболее информативным индикатором открытой трещиноватости геологической среды*. Тем не менее, интенсивность рассеянных волн даже в самых благоприятных условиях весьма низка. Выполненные исследования показали, что интенсивность рассеянных волн от локального трещиноватого объекта в толще карбонатов в 10-100 и более раз слабее зеркально отраженной волны от рядом расположенной границы с коэффициентом отражения 0.01-0.1. Отсюда следует, что для их уверенной регистрации необходима специальная методика возбуждения и приема или особые графы обработки.

Выявление и прослеживание разрывных нарушений является важной задачей сейсморазведки. При наличии динамически выраженных опорных границ выделение нарушений производится на основе анализа волновой картины отраженных волн. В последнее время возрос интерес к использованию дифрагированных и рассеянных волн, являющихся прямыми признаками наличия разрывных нарушений в геологической среде. Их использование повышает надежность и достоверность картирования разномасштабных нарушений - от региональных макроразломов до малоамплитудных нарушений и зон

трещиноватости [72]. Сколько-нибудь уверенное выделение таких областей геологической среды требует проведения специальной обработки полевых материалов.

Интенсивно развиваемые подходы к изучению таких зон, можно разделить на две группы. Первая группа подходов требует проведения специальных наблюдений, например, таких как сейсмический способ локации бокового обзора – СЛБО. Другие подходы основаны на совершенствовании процедур обработки стандартных данных метода многократных перекрытий [73].

Главной проблемой при выделении рассеянных волн в сейсмическом волновом поле является их аномально низкая энергия. По сравнению с зеркально отраженными волнами энергия сейсмических рассеянных волн (СРВ) на один-два порядка меньше. Именно по причине «амплитудной невыразительности» они определялись лишь как дисперсионная составляющая сейсмического волнового поля. Поэтому для уверенной регистрации рассеянных волн необходима специальная методика возбуждения и приема. Наиболее важными требованиями такой методики являются:

- для создания возможности выделения энергетически слабо выраженных рассеянных волн в регистрируемом сейсмическом волновом поле необходимо создавать системы наблюдений весьма высокой кратности;

- применяемые системы наблюдений должны обеспечивать на регистрации максимально возможное кинематическое (временное) разделение зеркально-отраженных и рассеянных волн с целью подавления первых и подчеркивание вторых.

Для реализации этих условий наблюдений в 1990-1991 гг. в ГНЦ ВНИИГеосистем (Россия) был разработан принципиально новый метод сейсмической разведки для изучения трещиноватости геологической среды. Этот метод получил название "*сейсмического локатора бокового обзора - СЛБО*" [74]. Принципиальная схема работы методом СЛБО показана на рис. 3.

При возбуждении сейсмического волнового поля в геологической среде существуют области, где зеркальная и рассеянная компоненты отраженной волны

образуются одновременно и распространяются вверх с одной и той же кинематикой. С учетом энергетических различий сейсмических отраженных (СОВ) и рассеянных (СРВ) волн (на порядок и более) интерференция этих волн приводит к поглощению рассеянной компоненты зеркальной, и возможность выделения СРВ в данном случае отсутствует. Поэтому выделение рассеянных волн целесообразно проводить за пределами области формирования зеркально отраженных волн. Этот принцип выделения волн, образующихся на неоднородностях с размерами значительно меньшими длины волны, называется принципом бокового обзора, который используется в радио- и гидролокаторах бокового обзора, а также в экспериментальной физике.

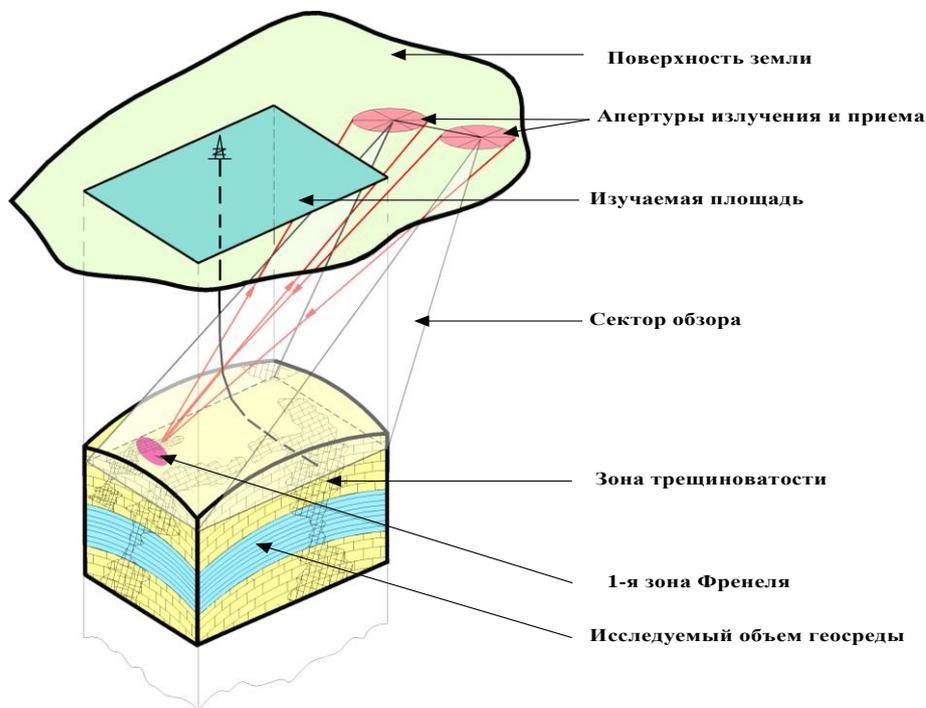


Рис.3. Принципиальная схема наблюдений по методу СЛБО и лучевая схема фокусирующего выделения рассеянных волн

При использовании системы наблюдения двухпозиционного локатора, состоящего из несовмещенных апертур излучения и приема, область формирования сигналов зеркально-отраженных волн определяют по совокупности точек отражения с добавлением радиуса 1-й зоны Френеля к границе этой совокупности. Если исключить зону формирования сейсмических

отраженных волн из обзора, то сканирование оставшейся части геосреды является боковым обзором, при котором характеристика направленности локатора является оптимальной для выделения рассеянной компоненты отражения (СРВ) и подавления зеркально-отраженных волн.

Таким образом, можно констатировать, что выделение СРВ в регистрируемом сейсмическом волновом поле, где присутствуют другие типы волн с более высокой энергетикой, реально осуществляют за счет использования суперкратного синфазного накопления сигналов СРВ и на основе применения фокусирующего преобразования и бокового обзора.

Схема наблюдения в методе СЛБО принципиально отличается от стандартно используемых профильных (2D) или площадных (3D) наблюдений МОГТ. Работы методом СЛБО имеют следующие основные особенности:

- на земной поверхности создается схема двухэлементного локатора, состоящая из площадных систем излучения (SA) и приема (RA);
- для достижения эффективного выделения рассеянных волн путем их накапливания доводят число независимых наблюдений (трасс) до 10000 путем использования на излучении и приеме не менее чем по 100 элементов;
- для исключения влияния зеркально-отраженных волн на результаты наблюдений апертуры излучения SA и приема RA располагают за пределами площади исследований, что и позволяет реализовывать боковой обзор изучаемой области геологической среды;
- для исключения влияния волн помех других типов (звуковых, поверхностных и др.) апертуры излучения и приема располагают таким образом, чтобы время их регистрации не попадало в интервал времени полезных волн.

Несмотря на различия полевых наблюдений МОГТ и СЛБО, последние содержат традиционные этапы сейсморазведочных работ: проектирование, рекогносцировку и собственно полевые наблюдения.

Преимущество применения технологии СЛБО для решения указанных задач по сравнению с существующими методами изучения трещиноватости,

основанных на использовании зеркально-отраженных волн, определяется рядом причин, из которых следует отметить следующие.

Во-первых, технология СЛБО позволяет получить более высокую достоверность результатов изучения трещиноватости за счет использования рассеянных сейсмических волн, возникающих на открытых трещинах и доминантно зависящих (в энергетическом отношении) от интенсивности открытой трещиноватости геосреды. В способах, основанных на использовании отраженных волн и их атрибутов, отсутствие их доминантной зависимости от трещиноватости не позволяет получить надежность и однозначность (достоверность) результатов.

Во-вторых, в технологии СЛБО реализована возможность объемного (3D) изучения поля трещиноватости с равномерным сканированием исследуемого объема геосреды с неограниченными размерами. В поле отраженных волн изучение трещиноватости возможно только для отражающих поверхностей с уверенной пространственной корреляцией сигналов зеркального отражения.

В-третьих, возможность оперативного повтора цикла наблюдений СЛБО (с паузой между циклами в несколько часов) для площади 10-20 кв. км позволяет контролировать краткосрочные пространственно-временные (4D) изменения трещиноватости в результате влияния естественных процессов и применения различных техногенных воздействий на разрабатываемых месторождениях.

Обработка результатов таких наблюдений осуществляется в два этапа. На первом этапе осуществляется стандартная кинематическая обработка, направленная на повышение отношения сигнал/помеха и повышение разрешенности сейсмической записи. Выполняется учет расхождения сейсмического фронта, ввод и коррекция статических поправок, выбор и уточнение скоростной характеристики площади исследований и т.п. На втором этапе выполняются процедуры обработки, создающие эффект одновременного излучения из всех пунктов возбуждения SA с фокусировкой суммарного излучения в заданную точку исследуемого объема геологической среды. Создаются условия одновременного приема рассеянных волн в пунктах люблю заю очень сильно

приема RA, сфокусированных на эту же точку среды. Такой способ суммирования записей, реализующий сопряженную фокусировку апертур излучения и приема, позволяет эффективно выделять рассеянные волны и устранять влияние зеркально - отраженных волн за счет большой кратности суммирования, достигающей 10000 и более.

Результатом обработки являются цветные изображения трехмерного поля энергии рассеянных волн (ЭРВ) в виде вертикальных и горизонтальных срезов энергии.

Разрешенность метода СЛБО определяется размером элементарного объема, который формирует общий сигнал рассеянной волны. Его можно приближенно оценить размером первой зоны Френеля, имеющей форму диска с радиусом $(S \cdot \lambda)^{0,5}$ и толщиной $0,5 \cdot \lambda$, где S - половина длины пробега волны от источника до области исследования и обратно к приемнику. Центр элементарного диска располагается в точке фокусирования апертуры приема. Практически можно считать, что разрешающая способность метода СЛБО после всех необходимых процедур обработки вдоль луча составляет (в среднем) 200-300 м, перпендикулярно лучу – 25-40 м.

Одним из перспективных направлений изучения ослабленных зон является обнаружение, выделение и анализ дифрагированных и рассеянных компонент волнового поля на стандартных сейсмических записях [75]. Принцип заключается во внедрении в процесс обработки особых процедур, позволяющих подавить высокоамплитудные зеркальные волны и усилить дифрагированные и рассеянные волны, полезные для данной задачи.

Рассеянные волны могут быть полезными не только как средство обнаружения зон трещиноватости, но и как средство детализации сейсмического разреза. Для реализации этого предложено так называемое направленное суммирование (*фокусировка*) данных многократного перекрытия путем сканирования по дифракционным гиперблоидам со скользящим окном по источникам и приемникам. Сформулируем этапы технологии F-обработки:

- всю информацию, полученную методом многократного перекрытия, сортируют и выбирают условные интерференционные системы, состоящие из нескольких источников и приемников;

- проводится фокусирующее сканирование по дифракционным голограммам, в результате чего получают волновые картины акустических границ раздела сред, дифференцированных по углам наклона в каждой конкретной точке;

- в результате в координатах x, tv (координата по профилю и вертикальное время соответственно) строятся волновые изображения геологической среды, называемые селективными F-разрезами.

То есть, для того чтобы осуществить фокусирующее преобразование реального сейсмического материала, зарегистрированного при стандартных полевых наблюдениях, необходимо выбрать из имеющихся данных несколько источников и приемников, таким образом, чтобы образовалась пространственная направленность выбранных записей, и сгруппировать в отдельную условную систему из исходной системы многократных перекрытий.

Для каждой группировки получается динамическое изображение среды, которое является результатом фокусирующего сканирования по гиперболам дифракции, определяемых с помощью параметра q – апертуры сноса, который задается по различным горизонтальным и вертикальным направлениям. Далее происходит взвешенное суммирование выбранных амплитуд. С каждым изменением апертуры сноса среда «освещается» под другим углом, что дает возможность построить разрезы среды для конкретных пространственных частот. Устойчивые отражающие границы на таких разрезах будут отмечены выборочно при соответствии их углу наклона используемому параметру, а локальные рассеивающие объекты, наоборот, будут наблюдаться на каждом полученном фокусированном разрезе, что является явным признаком, позволяющим выбрать и идентифицировать данный объект. Итоговое суммирование с весовыми коэффициентами и применение фильтра после миграции даст полную волновую картину среды – суммарный (сопряженный разрез). Можно дополнить процедуру увеличением числа итераций, что позволит уточнить скоростную модель и

выделить гладкую компоненту [76]. Суммарный разрез может быть подвержен дальнейшей стандартной обработке, применяемой для обработки временных разрезов, например, нормировке, фильтрации и др.

Таким образом, использование условных систем (баз) со скользящим выбором приемников упругих колебаний и источников возбуждения позволяет фокусировать интерференционную систему на изучение конкретного типа волн с заданными характеристиками и применять ее для построения изображений локальных геологических объектов [77].

Существует еще один подход к формированию изображений геологической среды в поле рассеянных волн. В основе этого подхода лежит идея подавления поля зеркально-отражающих границ путем проведения специально ориентированной миграции – *миграционного изображения рассеивающих объектов* (МИРО). Его сущность составляет весовое миграционное преобразование сейсмических записей [78]. Весовые коэффициенты ядра (тайпера) миграционного преобразования подбираются такими, чтобы осуществлялось подавление ("мягко" или "жестко") сейсмических сигналов, связанных с областью первой зоны Френеля и практически пропускались сигналы без подавления из остальной части пространства. По свидетельству автором этого способа обработки стандартных данных сейсморазведки 3D, изображения рассеивающих объектов на горизонтальных срезах куба МИРО обладают явно большей разрешающей способностью, чем соответствующие изображения, полученные с помощью обычной миграции на сверхбольших базах [79].

При выполнении процедуры миграции наклонные элементы отражающих границ смещаются к их истинным положениям. Кроме того, на мигрированных временных разрезах, не подвергнутых выполнению регулировки амплитуд, разрушаются дифракторы.

Мигрированные временные разрезы предназначены для получения глубинных геологических разрезов вдоль линии профиля. Однако нередко их также изображают во временном масштабе, как и исходные временные разрезы до миграции. Если латеральные изменения скорости умеренны, то часто оказывается

вполне приемлемой миграция во временной области. В других, более сложных случаях, необходимо выполнять миграцию в области глубин.

Сложность получаемых геологических структур приводит к необходимости обсуждения общих проблем достоверного отображения сбросов, складок и других сложно построенных объектов на сейсмических изображениях.

Эта проблема имеет три аспекта:

- отражения от круто наклонных отражающих границ, обусловленных плоскостями сбросов и крыльями солевых структур, часто осложняют процесс суммирования с отражениями от слабо наклоненных или почти горизонтальных границ. Средство решения этой проблемы – это выполнение *временной миграции до суммирования*. Почти столь же эффективной альтернативой этому является совокупность процедур *коррекции за наклоны (DMO)* и *временной миграции после суммирования*;

- не гиперболическая зависимость величин кинематических поправок от удаления, обусловленная сильной латеральной изменчивостью скорости, либо связанная со сложно построенными перекрывающимися структурами, например, включающими соляную и сдвиговую тектонику, приводит к временным и амплитудным разрушениям в процессе суммирования. Для решения этой проблемы в таких случаях необходимо проведения *глубинной миграции до суммирования*.

- любой из двух вышеописанных факторов часто совмещен с влиянием трехмерной природы таких элементов геологической среды. Поэтому восстановление истинного положения в разрезе таких элементов геологической среды должно осуществляться на основе применения *методов 3D миграции*.

Предложенный способ решает задачу разделения зеркальной и рассеянной компонент волнового поля и отдельного изображения зеркально отражающих и рассеивающих объектов геологической среды, что способствует заметному повышению геологической эффективности сейсмического метода разведки сложно построенных сред.

На рис.4 приведены изображения строения среды, полученные при обработке результатов 2D наблюдений методом многократных перекрытий по стандартной технологии методом ОСТ, миграции до суммирования и фокусирующего преобразования. Сравнение временных разрезов, полученных по стандартной методике ОСТ имеет выдержанное субгоризонтальное строение со слабо меняющимися по латерали амплитудами отражений. Изображение, полученное с помощью миграции до суммирования, уже имеет зоны ослабления записи по латерали. Однако, из-за использования всех источников и приемников при построении изображения, наибольшую интенсивность все же имеют субгоризонтальные элементы строения геологической среды.

Другой вид имеет изображение среды, полученное с помощью выполнения фокусирующего преобразования с выборочным окном суммирования по источникам и приемникам. Применение данного преобразования позволило значительно увеличить латеральное разрешение изображения среды за счет суммирования энергии волн, рассеянных на неоднородностях, находящихся в непосредственной близости от отражающей границы. Аналогичный подход возможен и к анализу данных пространственных систем наблюдений.

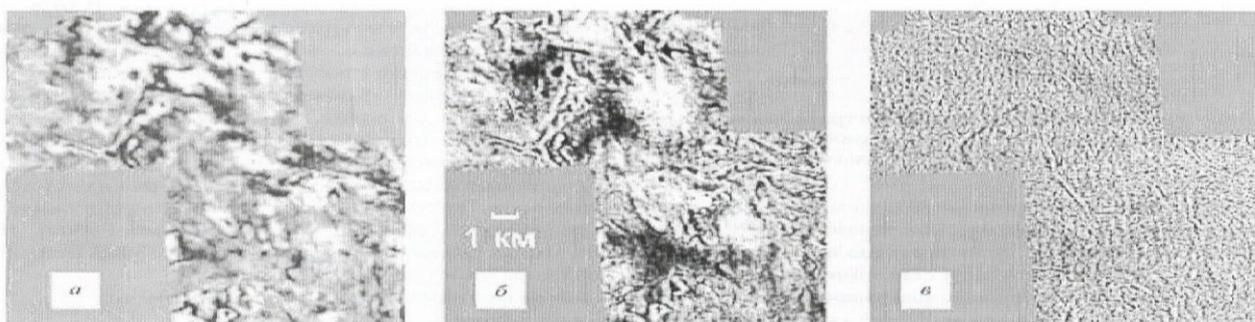


Рис.4. Горизонтальные срезы кубов сейсмической информации: а) миграции со сверхбольшой апертурой суммирования; б) глубинная миграция до суммирования; в) фокусирующее преобразование

Сказанное показывает, что использование в сейсморазведке, наряду с зеркально отраженными волнам, волн рассеянного типа, генерируемых трещиноватость различного генезиса, позволяет существенно повысить общую

геологическую эффективность сейсмической разведки сложно построенных сред. Получаемые при этом новые виды изображений геологической среды дают весьма интересные и полезные материалы для геологической интерпретации данных сейсмических исследований.

При интерпретации сейсмических данных постоянно требуется иметь схематическую модель той части недр Земли, в которой производятся сейсмические измерения. Модель является упрощенным представлением реального разреза Земли, в которое включены только те элементы, которые, как считается, оказывают наиболее значительное воздействие на измерения. Например, отождествление скорости при суммировании со средней квадратической скоростью основано на модели, в которой скорость не изменяется в горизонтальном направлении, а коррекция статических поправок основана на модели, в которой направление распространения волн в зоне малых скоростей вертикально независимо от направления лучей ниже ЗМС. Моделью могут служить реальная физическая модель, математические выражения или просто неформулированное мысленное представление.

Выделяются два типа моделирования: прямое и обратное. *Прямое моделирование* состоит в расчете поля, создаваемого моделью, а *обратное моделирование* – в вычислении возможной модели на основе наблюдаемых полей. Обратное моделирование в некотором смысле включает весь процесс интерпретации и неизменно связано с неопределенностью и неоднозначностью. Слово «моделирование» без предшествующего прилагательного подразумевает прямое моделирование.

При прямом моделировании на основе принятой модели рассчитываются ожидаемые значения параметров, которые затем сравниваются с результатами реальных измерений. Различия («ошибки») относят за счет или неточности модели, или неучтенных факторов. Моделирование — процесс итеративный: модель изменяют, чтобы уменьшить ошибку, получают новую ошибку и т. д. до тех пор, пока ошибку удастся уменьшить до приемлемой величины. Однако

достаточное согласие еще не означает, что данная модель соответствует реальной Земле; другая модель тоже могла бы обеспечить достаточное согласие.

Ввиду большой сложности физических процессов упругих колебаний в реальных средах аналитические решения задач распространения сейсмических волн получены лишь для ограниченного числа простейших случаев. Необходимость изучения волновых полей в условиях, приближенных к геологической реальности, привела к развитию направления решения прямых задач теории сейсморазведки, которое получило название сейсмического (сейсмогеологического) моделирования.

Задачи и методы моделирования

Метод математического моделирования получил распространение в сейсморазведке примерно с середины 60-х годов. Моделирование волновых полей широко используется для решения разнообразных задач теории и практики метода, из которых основными являются следующие:

- *теоретические исследования распространения волн в сложных средах* целью изучения принципиальных связей между строением модели и структурой образующегося в ней сейсмического поля, а также с целью экспериментальной проверки аналитических решений;

- *прогнозирование волновых полей для заданных сейсмогеологических условий* с целью обоснования проектируемой методики сейсморазведки путем анализа свойств полезных и мешающих волн;

- *сопоставление расчетных волновых полей с наблюдаемыми при обработке и интерпретации* разведочных материалов с целью оптимизации параметров обработки и повышения полноты и достоверности геологической интерпретации ее результатов.

В докомпьютерную эпоху развивалось преимущественно физическое моделирование, в котором волновую картину изучают на вещественных объектах (одномерных, двумерных или трехмерных), построенных из искусственных материалов с управляемыми упругими свойствами. Наибольшее распространение получили двумерные твердые модели из листов металлических сплавов или

синтетических материалов, отличающиеся относительной простотой изготовления и контроля их физических параметров. *При физическом моделировании необходимо соблюдать условия подобия модели изучаемой натуре.* В частности, должно сохраняться неизменным отношение длины волны к линейным размерам объектов. Поскольку размеры модели примерно в 10^3 раз меньше размеров натуре, а скорости сейсмических волн в обоих случаях одного порядка, то при моделировании необходимо применять частоты колебаний примерно на 3 порядка выше, чем в сейсморазведке, т. е. использовать ультразвуковой диапазон частот. Физическое моделирование имеет то преимущество, что позволяет изучать волновые процессы, для которых не найдены удовлетворительные математические представления. Однако сложность и дороговизна изготовления моделей, трудность изменения их параметров, малая гибкость методики и технологии, а также искажения и ограничения инструментального характера – все это уменьшало значение физического моделирования по мере развития основного направления современного моделирования - математического.

Прогресс вычислительной математики на базе мощных компьютеров обеспечил внедрение в сейсморазведку высокоэффективного метода математического моделирования волновых полей. Существует весьма обширный и постоянно пополняющийся арсенал программно-вычислительных средств, позволяющий рассчитывать суммарное волновое поле или его отдельные компоненты для разнообразных сейсмических моделей. Многовариантность задач и моделей, различие типов рассматриваемых волн, изменение требований к точности и оперативности решений, а также ряд других обстоятельств – все это обусловило большое разнообразие алгоритмических решений при расчетах сейсмических полей. Наиболее строгий подход базируется на численном решении трехмерных волновых уравнений теории упругости с учетом вариаций скоростных, плотностных и поглощающих свойств среды. Однако такой путь оказывается сложным, дорогостоящим, малопродуктивным и поэтому оправдан в основном при теоретических исследованиях. Наиболее простым,

экономичным и быстрым является при расчетах лучевой метод геометрической сейсмологии, позволяющий во многих случаях получать удовлетворительные оценки кинематических и динамических параметров волновой картины, но не свободный от известных ограничений на степень изменчивости свойств среды и типы изучаемых волн (неучет дифракционных, волноводных и других явлений). Самые практичные алгоритмы математического моделирования являются комбинированными, рационально сочетающими волновой и лучевой подходы к расчетам сейсмических полей. При математическом моделировании используется множество алгоритмов, начиная с простой свертки сейсмического импульса с последовательностью коэффициентов отражения, до построения сейсмических лучей в модели, где лучи отклоняются по закону Снеллиуса, и волновых методов, основанных на соотношениях типа уравнения Кирхгофа, или методов волнового уравнения, применяемых при проведении миграции и включающих дифракцию. Синтетические сейсмограммы помогают понять, каким именно образом стратиграфические изменения могут влиять на сейсмическую запись, а моделирование сейсмического луча – определить отклонения, которые образуются в случае сложных распределений скорости. Если алгоритмы и модели надежные, сходство с реальными сейсмограммами хорошее. Моделирование является неоценимым инструментом обучения, но в нем постоянно используются допущения и приближения, которые нельзя забывать, когда делаются выводы.

Переход к двумерному сейсмическому моделированию, т. е. к использованию синтетических временных разрезов, означал не просто увеличение количества синтезируемых трасс, а качественно новый уровень реализации метода моделирования. Речь идет об открывшейся возможности применения математического моделирования непосредственно в процессе интерпретации данных сейсмических наблюдений. В целом, это позволило получить важные для практики интерпретации выводы о том, какие особенности и признаки нужно искать на реальной сейсмозаписи при изучении того или иного геологического объекта.

Модель – это упрощенное представление реального устройства, процесса или явления. Построение и исследование моделей облегчает изучение имеющихся в реальности свойств и закономерностей.

При построении модели среды с целью исследования поведения сейсмических волн, необходимо учитывать только те свойства среды, которые влияют на динамические и кинематические параметры исходной упругой волны. Теоретические исследования показывают, что наиболее важными свойствами среды в сейсмике являются *упругие свойства* - плотность и скорость распространения волны, которые в свою очередь зависят от множества факторов. Поэтому простейшая модель может содержать помимо геометрических границ только информацию о плотности пород и скорости продольной волны. Требуемые данные изучены достаточно хорошо, существуют таблицы наиболее вероятных значений для различных типов пород.

Сейсмогеологическая модель *есть представление геологической среды в виде пространственного распределения физических свойств, определяющих распространение упругих колебаний*. Как правило, моделируют изотропные среды, сейсмические свойства которых определяются пятью параметрами: скоростями продольных и поперечных волн (v_P , v_S), коэффициентами их поглощения (α_P , α_S) и плотностью (ρ). Часто рассматривают случаи практически нормального падения волн на сейсмические границы, что позволяет при расчетах полей продольных волн не учитывать образования поперечных волн, т. е. ограничиться при описании сред тремя из указанных параметров. Если при этом исследуют небольшой интервал геологического разреза, то обычно пренебрегают эффектом поглощения сейсмической энергии, описывая упругие среды лишь двумя параметрами – v_P , ρ .

Составными частями сейсмогеологической модели являются сейсмические слои (пласты). Они могут соответствовать различным по масштабу структурно-литологическим подразделениям геологического разреза – от мощных комплексов горных пород до тонких фациальных пропластков. Их отличительные особенности – ограничение в пространстве довольно простыми по форме

границами (подошвой и кровлей слоя) и отличие от вмещающей толщи по упругим свойствам. В пределах слоя физические свойства постоянны – однородные слои или изменяются монотонно – градиентные слои. На практике обычно исследуют слоисто-однородные модели, среди которых чаще всего рассматривают простейшие модели горизонтально-слоистых сред, хорошо аппроксимирующие разрезы осадочного чехла во многих районах сейсморазведочных работ. При изучении слоисто-градиентных сред практическое применение находят модели с вертикальными градиентами скоростей, отображающие наиболее общую закономерность изменения с глубиной упругих свойств в толщах осадочных отложений.

В зависимости от масштаба дифференциации упругих свойств по вертикали различают толстослоистые и тонкослоистые модели. В последнем случае обычно имеют дело с пачками плоскопараллельных тонких слоев, мощности которых малы по сравнению с длиной сейсмической волны.

Реальные геологические среды, особенно осадочные толщи, являются, как правило, тонкослоистыми. Однако столь быстрые (высокочастотные) изменения скорости по вертикали индивидуально не проявляются в поле отраженных волн, наблюдаемых на поверхности. Минимальная мощность отдельных слоев, выявляемых в волновом поле, составляет около четверти длины самой короткой волны, имеющей достаточную интенсивность в спектре регистрируемых колебаний. Учитывая, что при сейсморазведке глубин до 4-5 км максимальные частоты регистрируемых волн обычно не превосходят 60-80 Гц и скорости v_p в терригенных породах составляют 2-4 км/с, получаем оценку минимальной мощности выделяемого слоя около 6-10 м. В подобных условиях при построении сейсмических моделей нет смысла прибегать к более подробному описанию разреза по упругим свойствам: увеличение количества слоев приводит лишь к усложнению и удорожанию расчетов, не изменяя существенно результатов, получаемых на сейсмических частотах. На таком подходе основано построение так называемых эффективных сейсмических моделей (ЭСМ), используемых при интерпретации экспериментальных данных. Эффективной называют такую

сейсмогеологическую модель минимальной сложности, для которой расчетное волновое поле удовлетворительно согласуется с фактически наблюдаемым. Применяемые на практике эффективные модели обычно представляют собой комбинацию тонкослоистых пачек с толстыми слоями. Такая структура модели отображает неодинаковую степень дифференциации упругих свойств в разных частях разреза, а также отвечает стремлению повысить быстроту процесса моделирования за счет упрощенного описания тех интервалов разреза, которые не представляют самостоятельного интереса и рассматриваются только как вмещающая толща.

При построении сейсмогеологической модели информацию о структурно-геометрических особенностях разреза и упругих свойствах горных пород получают из материалов предшествующих и текущих геолого-геофизических исследований, включая данные вертикального сейсмического профилирования, сейсмического и акустического каротажа, а также результаты интерпретации полевых сейсморазведочных материалов. Для одного и того же геологического разреза сейсмическая модель может быть существенно различной в зависимости от решаемой задачи, степени изученности упругих свойств и возможностей вычислительной базы. Наиболее высокие требования к технологичности, гибкости и скорости построения моделей и расчета волновых полей предъявляют интерактивные системы обработки и интерпретации сейсморазведочных данных.

Строение верхней части земной коры может быть самым разнообразным в зависимости от метаморфических изменений, разнонаправленного давления и других физических и химических воздействий. Поэтому моделирование корректно можно применять только для определенных структур, простейшей из которой является горизонтальная слоистость пород осадочного чехла, присущая площади распространения нефтеносных бассейнов. Модель в этом случае состоит из некоторого количества горизонтальных слоев постоянной мощности с различными свойствами, породы в пределах слоя принимаются однородными и изотропными. В более сложных видах могут присутствовать различные вариации:

залегание под некоторым небольшим углом, изменение мощности отдельных слоев вплоть до выклинивания, градиентный характер изменения свойств и др.

При математическом решении прямых задач составление или смена модели занимает время зачастую намного большее, чем собственно время счета. Это обстоятельство особенно сказывается в последнее время, когда необходимо проводить расчеты для моделей сложнопостроенных сред. Задать "вручную" десяток слоев с произвольно-криволинейными границами, учесть разломы, выклинивания - и всё это для достаточного числа длин волн - задача обычно трудновыполнимая.

2. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕХНОЛОГИИ. МОДЕЛЬ С ТРЕЩИНОВАТОЙ ЗОНОЙ

2.1. Технология создания скоростных моделей

Была развита законченная технология, позволяющая использовать возможности персональных компьютеров для быстрого создания и смены моделей произвольно-неоднородных сложнопостроенных сред для численного расчета прямых задач сейсмологии.

Покажем работу алгоритма на примере создания двумерной скоростной модели между скважинами. На участке площади, для которого предполагается выполнить расчет, выбираются две скважины, по которым имеются данные ГИС, а также профиль, проходящий через эти две скважины. Это дает возможность уточнить геологический разрез посредством сравнения полевых данных и результатов решения прямых задач, что и легло в основу выполнения программы работ. Имея каротажные кривые и геологические данные по керну, на исследуемой глубине интерполируют эти данные между двумя скважинами. Этот шаг всегда является субъективным и требует работы опытного специалиста. При интерполяции данных между двумя скважинами происходит естественное огрубление среды и разбиение ее на различные по неоднородности слои, блоки и т.д. Здесь под неоднородностями понимаются не различные литологически породы с одинаковыми свойствами, а участки исследуемой части разреза, имеющие отличия в скоростях или плотности (V_p , V_s , ρ).

1 этап. Разбиение исследуемой толщи на классы по упругим свойствам.

Интерполяция данных между скважинами.

На кинематику и динамику сейсмического поля оказывают влияние, в основном, упругие модули (продольная и поперечная скорости) и плотности пород, слагающих геологический разрез. Возможности сейсморазведки по выделению пород разной литологии в изучаемом разрезе во многом зависят от степени дифференциации пород по скоростям и плотности. В рамках описываемой технологии необходимо выделить в исследуемой толще 16 классов

пород по упругим свойствам. Покажем, как это было сделано на примере Двуреченской площади.

В пределах Двуреченской площади в результате изучения литологического состава и акустических свойств по данным ГИС выделены следующие литолого-акустические разности: угли, углистые аргиллиты, аргиллиты с повышенной естественной радиоактивностью низов куломзинской свиты, битуминозные аргиллиты баженовской свиты, аргиллиты георгиевской свиты, алевролиты, песчаники проницаемые, песчаники непроницаемые, песчаники карбонатизированные, а также отложения коры выветривания и палеозоя.

Анализ скоростей распространения волн в породе происходил по каротажным диаграммам, а именно по акустической кривой (рис.5). Кривая интервального времени пробега dT (мкс) была пересчитана в скорость по формуле $V=1000000/dT$ (м/с). Далее мы выделили интервалы, где колебания скорости незначительны, т.е. провели разбивку разреза по пластовым скоростям (синяя кривая на каротажной диаграмме). Таким образом получили данные о кровле, подошве однородных пластов и сняли в них значение скорости.

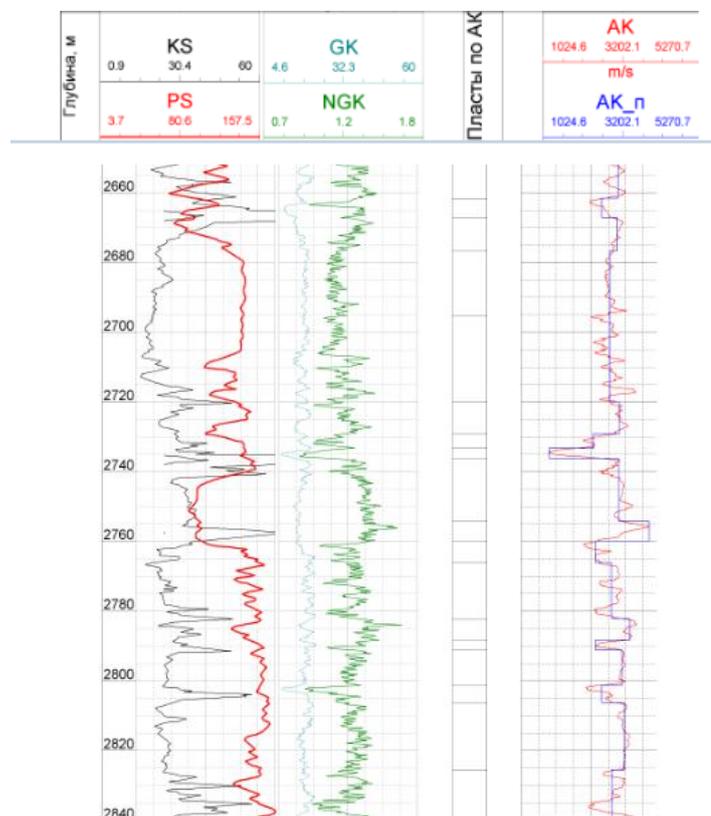


Рис. 5. Составление скоростной модели разреза по каротажной диаграмме

В целом пластовые скорости продольных волн изменяются от 1590 до 4610 м/сек. Наиболее контрастными по акустическим свойствам из изучаемых пород Двуреченской площади являются угли и углистые аргиллиты, а также битуминозные аргиллиты баженовской свиты и отложения коры выветривания, скорость в которых доходит до 2680-3000 м/сек. Противоположными им, но также контрастными, являются отложения палеозоя и карбонатизированные интервалы терригенных пород: песчаников, алевролитов, где скорость возрастает до 4460-4600 м/сек. Средняя же скорость нормальных терригенных пород, слагающих геологический разрез площади и в первую очередь верхи тюменской свиты: песчаников, алевролитов и аргиллитов, изменяется незначительно и составляет в среднем 3900-4100 м/сек. Это свидетельствует о сложности выделения песчаных пластов-коллекторов в данной части разреза. Конкретно, основной нефтеносный пласт Ю₄ в скважине Двуреченская-10 характеризуется в верхней части скоростью продольных волн 4070 м/сек, ниже скорость повышается до 4610, что говорит о наличии здесь плотной карбонатизированной породы. При этом выше коллектора залегает уголь, который характеризуется скоростью 1890 м/сек, а ниже – глинистые породы со скоростью 3340 м/сек.

Таким образом, при изучении разреза на данной площади необходимо особенно детально рассматривать акустические свойства в среднем диапазоне скоростей, к которому относятся песчаные пласты-коллектора, в то время как наиболее контрастные акустические разности можно характеризовать более схематично.

Такой подход и был реализован в соответствии с применяемой технологией. Весь скоростной диапазон изучаемого разреза был разделен на 16 классов, что соответствует палитре 16-цветного растрового изображения, причем наиболее дробно разбит он был в средней части, а крайним классам соответствуют наиболее широкие интервалы. Конкретные сведения о выделенных классах приведены в таблице 1. Соответствие классов и цветов показано ниже на рис. 6.

Таблица 1. Разделение разреза на классы по значениям скорости

Номер класса	Интервал скоростей м/сек	Средняя скорость м/сек
1	1590-1910	1750
2	1911-2320	2115
3	2321-2600	2460
4	2601-2880	2740
5	2881-3130	3005
6	3131-3260	3195
7	3261-3360	3310
8	3361-3440	3400
9	3441-3560	3500
10	3561-3630	3595
11	3631-3730	3680
12	3731-3870	3800
13	3871-4000	3935
14	4001-4180	4090
15	4181-4370	4275
16	4371-4830	4600



Рис. 6. Скорости (в м/с) и 16 рабочих цветов

После того, как разбиение на классы цветности закончено, необходимо выбрать две соседние скважины, в разрезе между которыми нам предстоит рассчитать волновое поле (построить синтетический разрез ОГТ). Продолжим приводить пример Двуреченской площади. Схема расположения профилей и скважин этого участка приведена на рисунке. У нас есть сейсмические разрезы по трем профилям 950403, 950430 и 970436, выделенные на рисунке синим цветом.

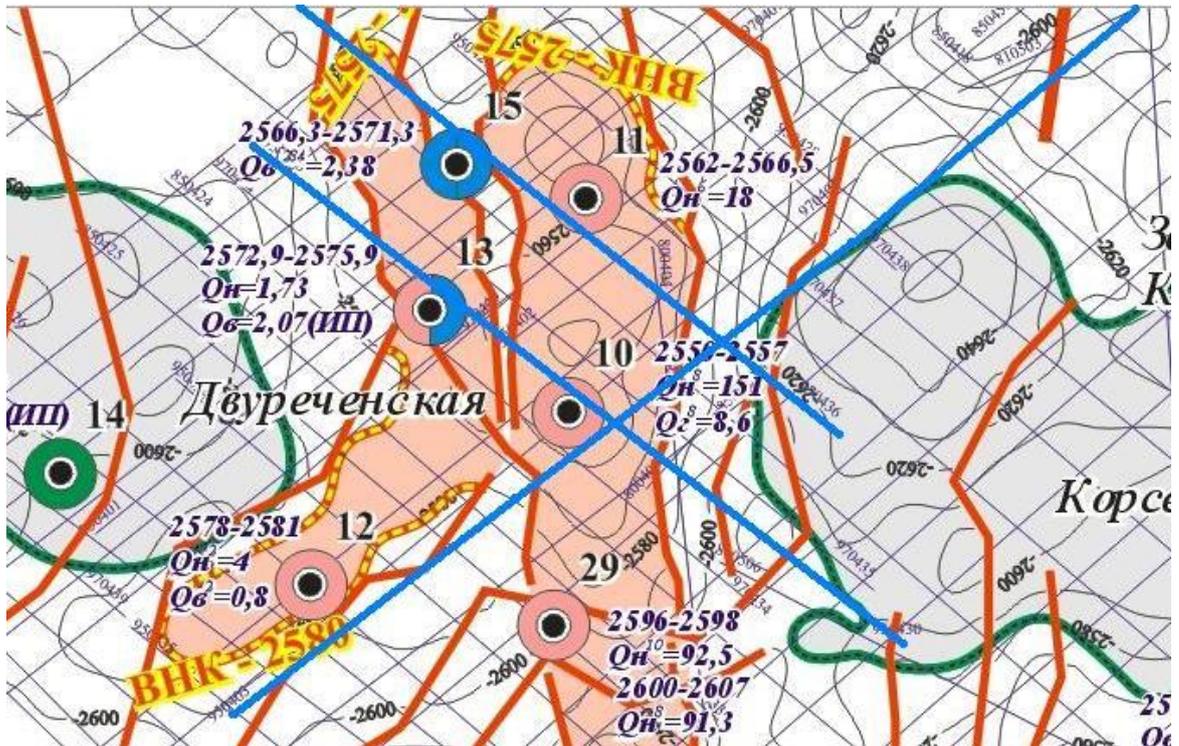


Рис. 7. Фрагмент схемы изученности Двуреченского месторождения (см. [104])

Выберем для анализа 2 скважины, например, № 10 и № 13, т.к. они расположены на одном профиле 950430. Расстояние между скважинами – 2544 м, мощность исследуемой части разреза – 2288 м (572-2850 м). По горизонтали дискретизация производилась с шагом 5 м, по вертикали – 2 м. Полученный в результате интерполяции разрез представлен на рис. 8.

На этом выполнение первого этапа завершено.

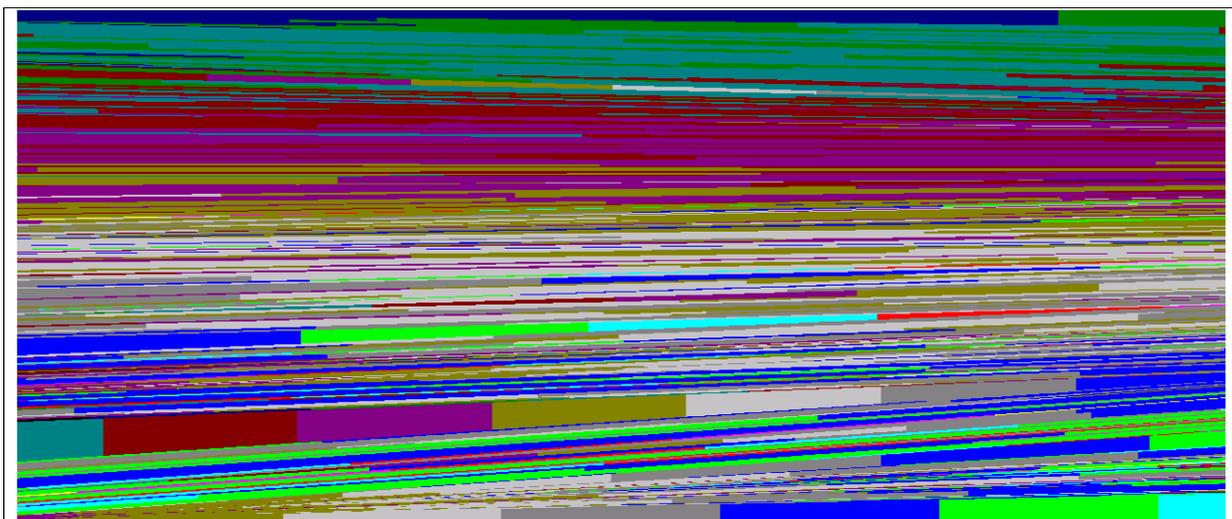


Рис. 8 "Скоростной" разрез, интерполированный между скважинами

2 этап. Создание входных данных для численного расчета

Подготовленная на модель для последующих расчетов рисуется с помощью графического редактора на экране, а затем запоминается в файле как 16-цветный растр Windows. При рисовании необходимо следить, чтобы одному цвету соответствовала одна среда. По завершении этого шага на экране (и в файле) имеется цветной образ расчетной области для решения прямой задачи. Дальнейшие исправления и изменения модели сводятся к элементарным действиям с "инструментарием" графического редактора.

Удобно расчетную область рисовать в виде прямоугольника с черными стенками, две вертикальные стенки которого совпадают со скважинами, как это было изображено на рис. 8. Сохранять нарисованную модель нужно в формате BMP, и только в 16-ти цветном.

Итак, в некотором файле имеется рисунок, соответствующий той модели, для которой требуется выполнить расчет. Следующий шаг – сформировать исходные данные для этой расчетной модели. Для этого можно воспользоваться возможностью читать файлы *.bmp. По окончании чтения на экране появится подготовленный на первом шаге рисунок. Дальнейший алгоритм тривиален – считывать с экрана пиксели, пока не появится первый черный цвет (при чтении пикселей возвращается целое число, соответствующее номеру цвета пикселя). Точка, где появился первый черный цвет есть, очевидно, левый верхний угол рисунка. Теперь необходимо считывать пиксели в динамический целочисленный массив из прямоугольника, левый верхний угол которого нам известен, а правый найдется по ходу считывания (последний черный цвет).

По окончании считывания изображения в памяти получен двумерный целочисленный массив. Для расчетной программы – это массив исходных данных. Каждому элементу этого массива соответствует цвет на рис. 6 и, стало быть, геологическая порода с определенными акустическими свойствами. Этот массив, а также таблица обнаруженных цветов записываются в файлы. Таблица цветов затем пополняется вручную – около каждого цвета нужно написать

продольную скорость для среды, соответствующей этому цвету, поперечную скорость и плотность.

На этом этап 2 завершен, подготовлены данные для проведения расчетов.

Если задать форму колебаний отраженной волны $f(t)$, считая ее неизменной в пределах рассматриваемого интервала времени, то получим синтетическую трассу $y(t)$ как результат свертки дискретной функции $a(t)$ – трассы коэффициентов отражения – с непрерывной функцией $f(t)$. Сверткой получаем синтетическую трассу однократных отраженных волн:

$$y(t) = a(t) * f(t) = \int_0^{\infty} a(\tau)f(t - \tau)d\tau.$$

Используя все вышеизложенные сведения и подготовленные на первом этапе сейсмогеологическую модель, получим синтетический временной разрез. Используются коэффициенты отражения, вычисленные из физических свойств моделей, и форма импульса Рикера. Получившийся синтетический временной разрез для модели рис. 8 изображен на рисунке 9.

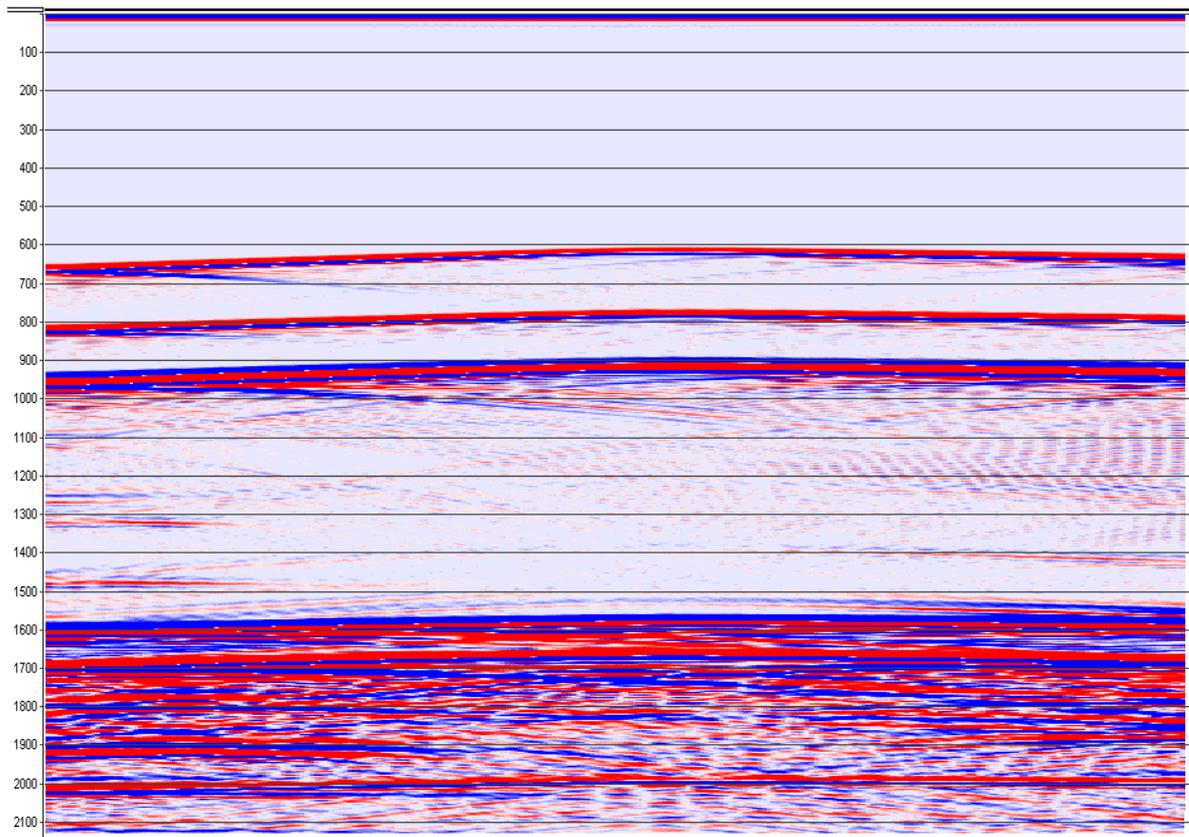


Рис. 9. Модельный сейсмический разрез

На полученном синтетическом разрезе отчетливо прослеживаются основные отражающие горизонты, характерные для сейсмических разрезов Западной Сибири, что говорит о высокой степени соответствия сформированных модельных данных и расчетного алгоритма реальным механизмам распространения сейсмической волны на данном месторождении.

2.2. Модель с трещиноватой зоной: сравнение с экспериментом Грегори

В последнее время значительно повысился интерес геофизиков к получению более полной информации из сейсмических временных разрезов. Одним из методов дополнительного исследования получаемых сейсмических данных является математическое моделирование [80].

Синтетические сейсмограммы помогают понять, каким именно образом стратиграфические изменения могут влиять на сейсмическую запись, а моделирование сейсмического луча — определить отклонения, которые образуются в случае сложных распределений скорости. Если алгоритмы и модели надежные, сходство с реальными сейсмограммами хорошее. В целом, это позволило получить важные для практики интерпретации выводы о том, какие особенности и признаки нужно искать на реальной сейсмозаписи при изучении того или иного геологического объекта [81].

Целью данного этапа работы является исследование способов анализа волновых полей для выявления трещиноватых областей на основании решения прямых задач. Сейсмические трассы можно анализировать как во временной области, так и в частотной. В настоящей работе анализ будет проводиться в частотной области, то есть на основании численного моделирования выясним влияние трещиноватости на спектральные свойства отраженных сигналов. Расчеты проводились конечно-разностным методом в рамках модели гипоупругой хрупкой среды, т.к. именно такая среда описывает механизмы распространения волн в трещинах, заполненных флюидом [82].

Первая часть работы заключается в создании алгоритма для построения модельного разреза. В текстовом файле описываются условные скважины – точки

на профиле, для которых известны следующие свойства: глубина скважины, границы пластов, скорость распространения сейсмической волны (плотность принимается постоянной и равной $2,0 \text{ г/см}^3$, т.к. она незначительно влияет на акустическую жесткость). После задания этих условий программа рассчитывает параметры среды между двумя скважинами и строит сейсмогеологическую модель участка профиля в виде двухмерного изображения, состоящего из элементарных ячеек различного цвета. Цвет ячейки определяется присущей для нее скоростью волны (рис.10).

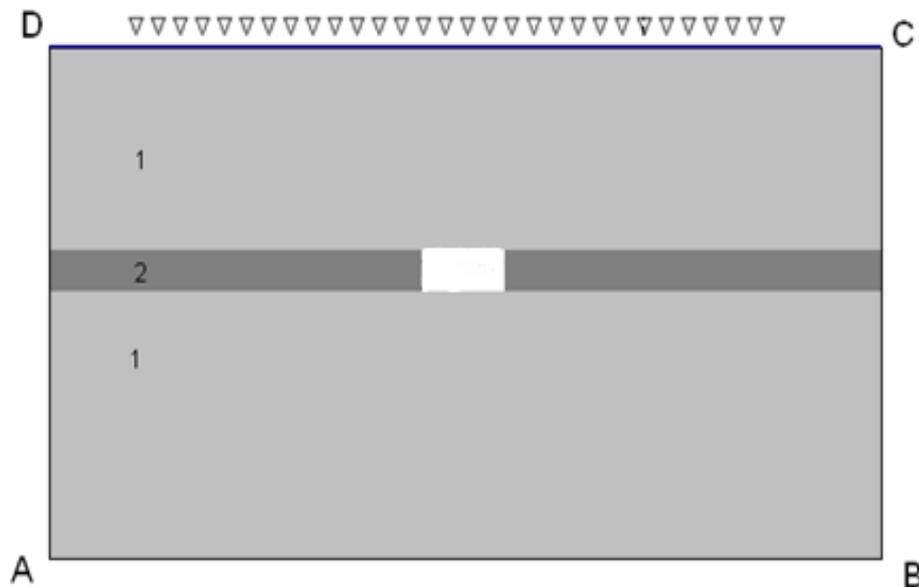


Рис.10. Модель среды с низкоскоростным пластом, содержащим область с более низкой скоростью, соответствующую трещиноватой зоне. 1 – вмещающая среда, 2 – слой с трещиноватой зоной, ▽ - падающая волна.

В данной работе мы приняли параметры вмещающей среды $V_p=3000 \text{ м/с}$, $V_s =2000 \text{ м/с}$, $\rho=2000 \text{ кг/м}^3$, параметры слоя $V_p=2000 \text{ м/с}$, $V_s =1500 \text{ м/с}$, $\rho=2000 \text{ кг/м}^3$, сверху расположена линия «источник-приемник». В центре среднего слоя задали трещиноватую область с более низкой скоростью $V_p=1800 \text{ м/с}$.

Составными частями сейсмогеологической модели являются сейсмические пласты. Они могут соответствовать различным по масштабу структурно-литологическим подразделениям геологического разреза – от мощных комплексов горных пород до тонких фациальных пропластков. Их отличительные

особенности – ограничение в пространстве довольно простыми по форме границами (подошвой и кровлей слоя) и отличие от вмещающей толщи по упругим свойствам. Коэффициенты отражения, присущие каждой резкой границе изменения акустических свойств среды, определяются из начальных условий по формуле:

$$K_{\text{отр}} = \frac{\gamma_2 - \gamma_1}{\gamma_2 + \gamma_1}, \quad \gamma = V \cdot \sigma,$$

где V – скорость акустической волны в пласте, σ – плотность породы пласта [83].

Результатом решения прямой динамической задачи обычно является сейсмическая трасса в виде импульсных коэффициентов отражения, которые затем подвергаются свертке с импульсом, моделирующим сейсмический сигнал [84]. Форма импульса регистрируемой волны зависит от особенностей источника, явлений на границах, поглощающих свойств среды, условий приема и записи колебаний. Вследствие изменчивости этих факторов форму сейсмического импульса в каждом случае можно определить только экспериментально. При этом часто возникают значительные трудности, вызываемые интерференционным характером записи колебаний. Применение импульсных источников (взрыв, удар) приводит к возникновению коротких импульсов с небольшим (до 2-3) числом видимых периодов колебаний. Вблизи источника эти импульсы отличаются резким вступлением, по мере удаления от него вступление становится все более плавным.

Успех использования синтетической трассы для целей интерпретации во многом определяется правильным выбором начального приближения этого импульса. Для аналитического представления формы наблюдаемых колебаний предложены различные виды импульсов. Они построены на основе функции гармонических колебаний заданной частоты ω_0 . Существует несколько подходов к заданию формы сейсмического сигнала. Первый основан на извлечении его из реальной трассы временного разреза путем расчета автокорреляционной функции – операции свертки трассы с самой собой, сдвинутой на определенный шаг. Этот

метод дает неплохие результаты, так как сама трасса несет информацию о форме импульса, проходящего через толщу пород [85]. Однако в данной работе мы ставим задачу исследовать общие закономерности отклика среды, не привязываясь к какой-либо конкретной площади и профилю, поэтому в качестве формы импульса будет использоваться импульс Рикера (рис.11):

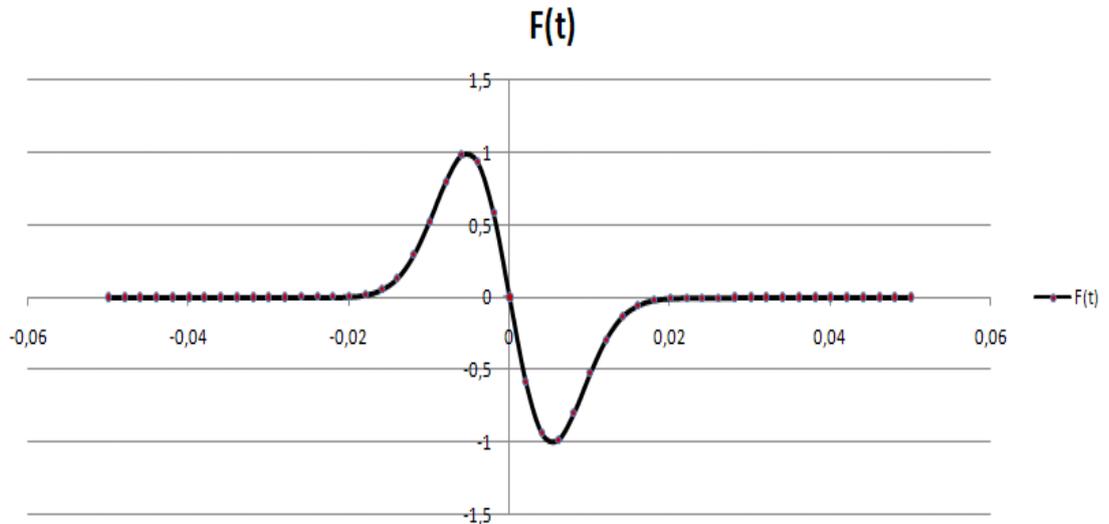


Рис.11. Импульс Рикера

$$\dot{U}_y = F(t) = -2\pi f \sqrt{e}(t - t_0) \cdot e^{-2\pi f(t-t_0)^2},$$

где \dot{U}_y – y -компонента скорости смещения [86]. Этот импульс характеризуется высокой плавностью функции, ее производных и спектра. Исходные параметры импульса задаются также в отдельном файле.

Далее происходит построение модельного сейсмического поля по заданным параметрам среды и форме исходного сигнала путем свертки трассы коэффициентов отражения с функцией исходного сигнала. Можно задавать шаг вычисления сейсмических трасс и анализировать получаемое волновое поле. На рисунке 12 видим, что участок с пониженной скоростью формирует дополнительные возмущения в волновой картине.

Перейдем к следующему этапу – исследованию задачи о падении плоской упругой волны на среду, содержащую слой, в котором случайно заданы трещины. Проблема трещиноватости актуальна в связи с тем, что в последнее время все большее предпочтение учеными отдается неорганической теории образования

нефти, основанной на близости крупнейших залежей к протяженным глубинным разломам. Соответственно, тектонические напряжения, создавшие разломы, влияют и на более локальные участки горных пород, образуя зоны трещиноватости.

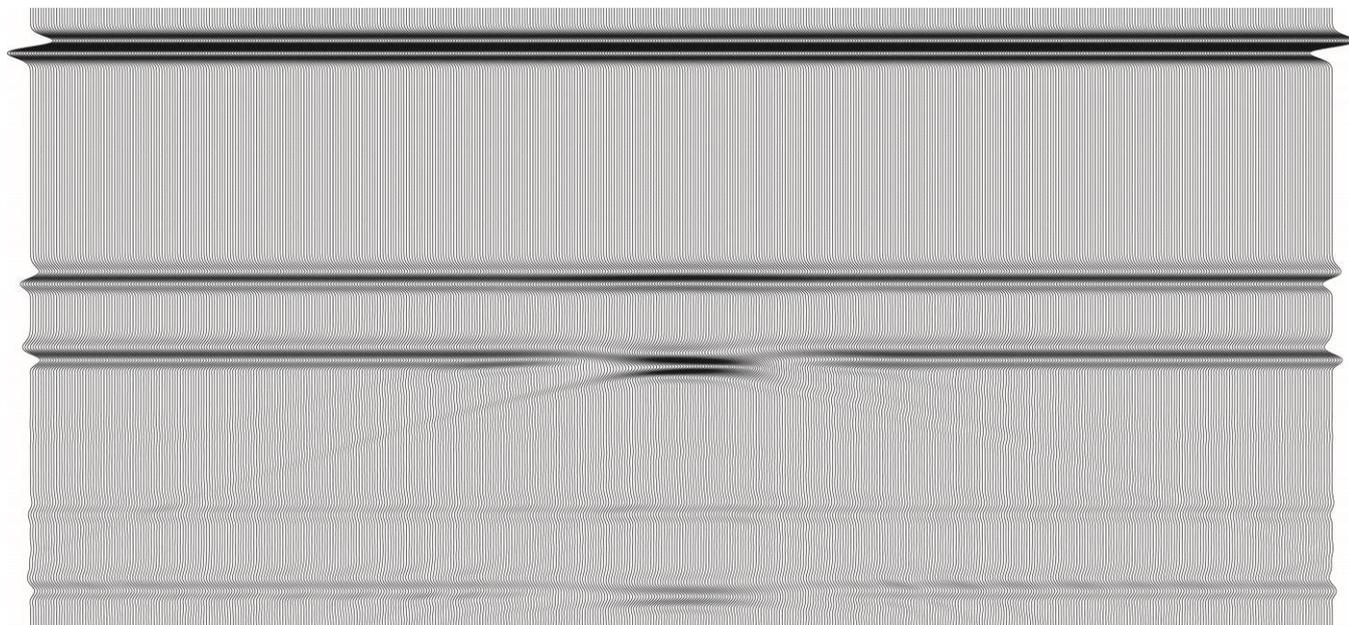


Рис. 12. Модельный сейсмический разрез, рассчитанный по заданным параметрам среды

Исходная модель остается прежней – слой с низкими значениями скорости и плотности залегает между плотными высокоскоростными пластами, но теперь в центре среднего пласта задается множественная трещиноватость – 2% трещин первого типа. Зона трещиноватости (участок другого цвета в центре слоя 2 на рис. 13) составила 1600 расчетных точек – это 32 трещины. Отдельная трещина описывается двумя берегами и вершинами. Берега трещин расположены горизонтально, так что трещины ведут себя как трещины первого типа (трещины отрыва). При моделировании распространения упругой волны трещина может раскрываться, то есть расстояние между берегами становится ненулевым, на что тратится часть энергии сейсмического сигнала.

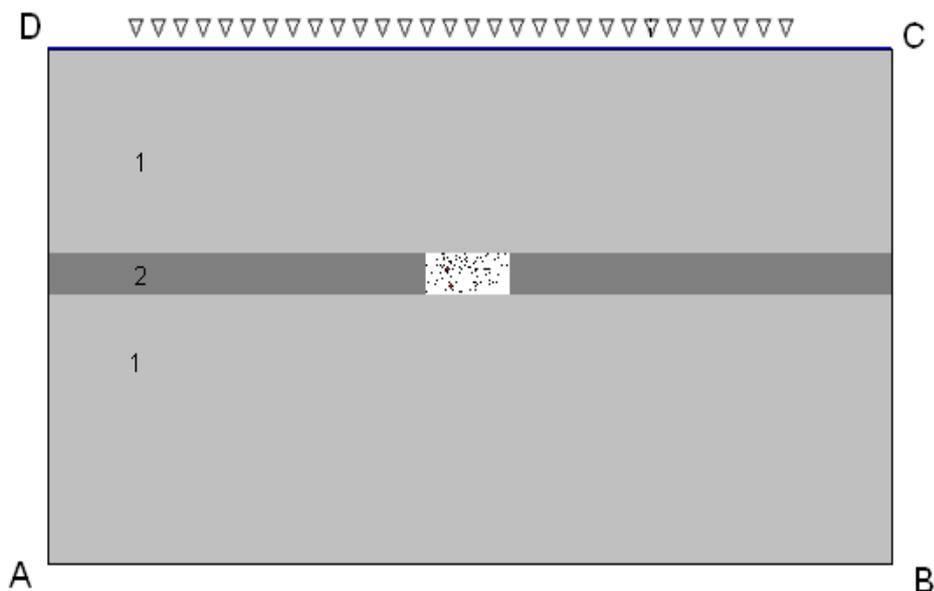


Рис.13. Модель среды с низкоскоростным пластом, содержащим зону трещиноватости с трещинами 1-го типа (отрыва), трещиноватость 2%. 1 – вмещающая среда, 2 – слой с трещиноватой зоной, ∇ - падающая волна.

Зоны повышенной трещиноватости выделяются на основе анализа сейсмических разрезов и аномальных скоростей в пласте. Характерными их особенностями являются следующие:

- 1) Нарушение фазовой корреляции до полного исчезновения регулярной записи (по нарастанию степени нарушения отражений: вертикальные и субвертикальные смещения осей синфазности, снижение прослеживаемости отражений, прерывистость отражений, лоскутный характер отражений, разнонаклоненность фрагментов осей синфазности и, наконец, хаотический рисунок волнового поля);
- 2) Снижение интенсивности отражений;
- 3) Изменчивость формы импульса отраженной волны (снижение когерентности отражений);
- 4) Аномалия частотного состава сейсмозаписи;
- 5) Аномальное снижение скоростей суммирования ОГТ, достигающее 600 м/с;
- 6) Аномальное возрастание частотно-зависимого поглощения [87].

Трещиноватость среды приводит к возникновению рассеянных волн и явлению дифракции. Эти особенности хорошо видно на получившейся модельной сейсмограмме (рис.14). Таким образом, каждая отдельная трещина при прохождении через нее знакопеременного импульса порождает область дифракции. На сейсмограмме хорошо виден общий вклад области дифракции в волновое поле – дифракция начинается сразу после образования отраженной волны с 50 мс и к 175 мс достигает краев модели. На сейсмограмме в центре выделена пунктирная линия – примерный центр наблюдения. Для этой линии справа на рисунке 5 приводится верхняя часть трассы с указанием положительной и отрицательной фаз.

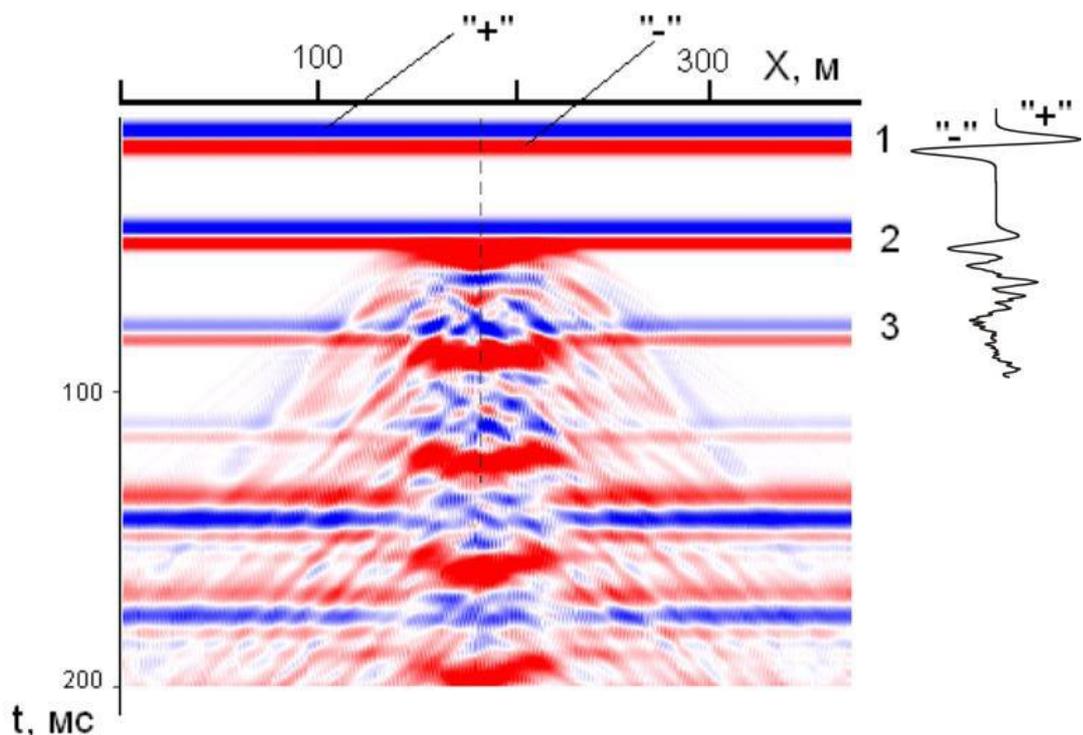


Рис.14. Модельная сейсмограмма. Знаками “+” и “-” показаны положительная и отрицательная фазы импульса Рикера. Цифрами обозначены: 1 - падающая волна, 2 - отражение от кровли слоя, 3 - отражение от подошвы слоя. Слева приведен участок трассы для пунктирной линии.

Для дальнейшего анализа берется часть трассы между цифрами 2 и 3 (512 точек), то есть отраженная волна. В таком окне проводится преобразование Фурье, и оно же выполняется для исходного импульса Рикера, то есть для

падающей волны. Для иллюстрации ниже будут приводиться только модули комплекснозначных амплитудных спектров Фурье, которые для краткости будем называть спектрами.

Обратимся к эксперименту, описанному в [88], благодаря которому видно, что наибольший интерес для наших исследований представляет спектральная область сейсмотрассы. Суть его в том, что исходный сигнал (сигнал *A* в случае лабораторного эксперимента), распространяясь в поглощающей среде (образец песчаника, как и любое реальное тело, является поглощающим), записывается затем в виде сигнала *B* со спектром, существенно лишенным высоких частот (рис.16, б). Заметно, что максимальная амплитуда спектра прошедшей через песчаник волны *B* составляет примерно 190, тогда как для исходного сигнала *A* этот параметр имеет значение более 250. Это связано с поглощающими свойствами породы. Кроме того, максимум спектра сместился влево, и несущие частоты сигнала *B* находятся в диапазоне 0,4-0,7 МГц, а волне *A* соответствуют значения 0,7-1,1 МГц.

В нашей работе была поставлена задача исследовать поведение спектра исходного импульса и спектра отраженных волн, полученных при математическом моделировании, и сравнить результаты с исследованием этих же параметров описанным выше физическим путем. Рассчитанные в ходе математического моделирования спектры построены на рисунке 15. Применим нормировку для более наглядного сравнения. Хорошо видно, что максимум спектра отраженной волны явно сместился влево. Основными несущими частотами здесь для стандартной отраженной волны является диапазон 20-40 Гц, тогда как волна, прошедшая через трещиноватую область, имеет максимум спектра на примерно 10 Гц. То есть, волну, прошедшую через поглощающую среду, отличают более низкие значения несущих частот, что позволяет выделять ее при спектральном анализе и применять частотную фильтрацию.

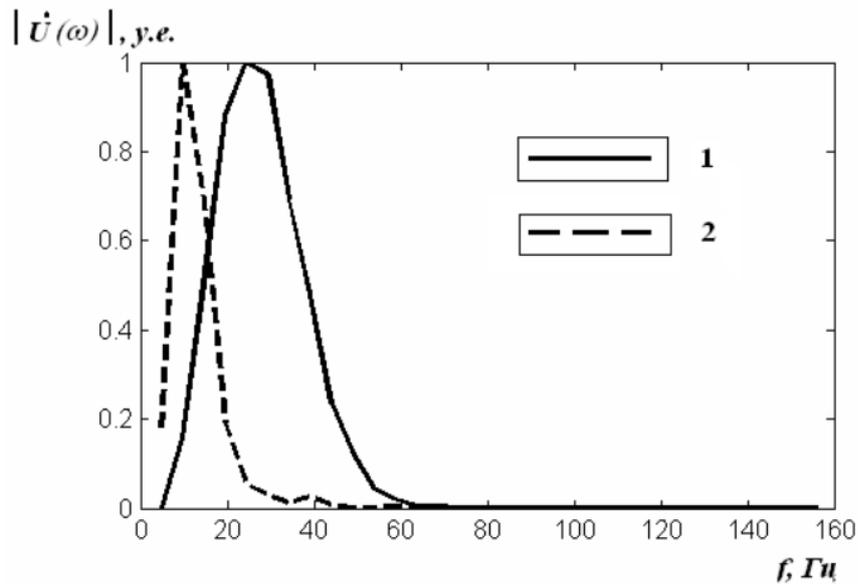


Рис. 15. Нормированные спектры падающей (1) и отраженной (2) образца песчаника волн для модели упруго-хрупкой среды

Ненормированные спектры, полученные в лабораторном эксперименте и в расчете приведены на рис. 16 а и б.

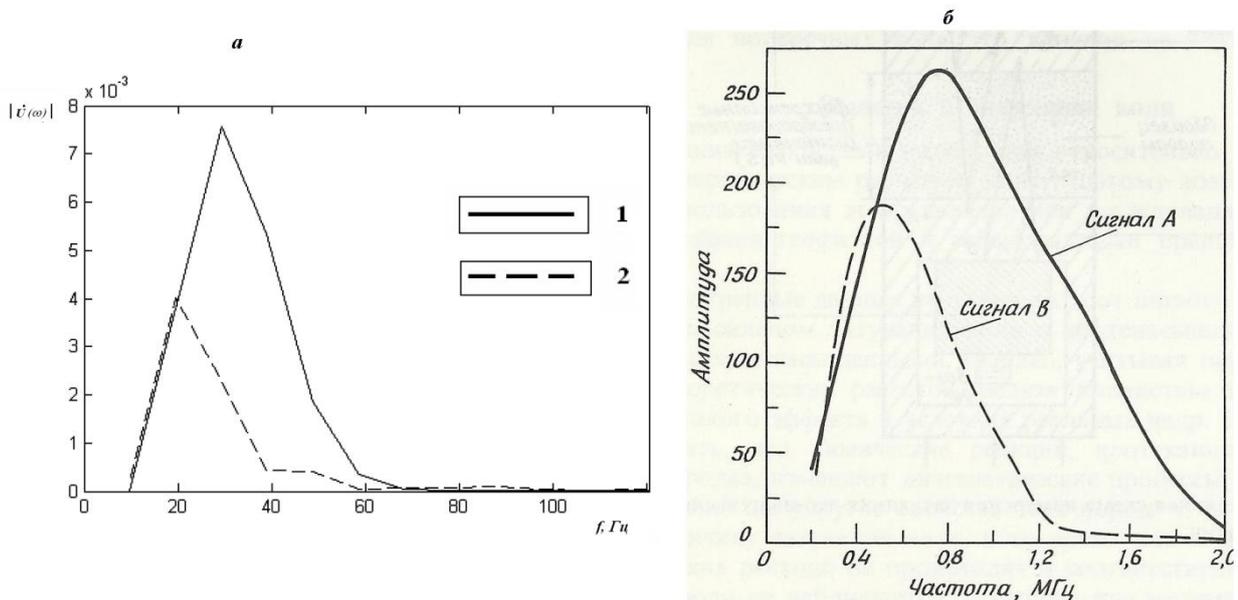


Рис. 16, а – ненормированные спектры падающей (1) и отраженной (2) волн, б – рис. 22 из работы [88]; спектры падающего (А) и отраженного от образца песчаника (В) сигналов.

Сравнение спектров показывает, что спектр волны, отраженной от трещиноватой области, резко теряет часть высоких частот и уверенно отличается

от спектра волны в сплошной среде. Результаты физического и математического эксперимента показывают, что данный эффект наблюдается независимо от причины поглощения, которой может служить повышенная пористость, трещиноватость и флюидонасыщенность.

2.3. Эксперименты с трещиноватыми моделями

В настоящее время активно развиваются алгоритмы обработки данных наземной и скважинной сейсморазведки с целью получения более полной и достоверной информации о внутреннем строении и свойствах продуктивных пластов. Причем повышается интерес к пластам палеозойского возраста, где преобладают плотные карбонатизированные породы, и, соответственно, коллекторы трещинного типа. Сейсмические особенности (атрибуты) сигнала, испытавшего взаимодействие с трещинами, на данный момент изучены не полностью, поэтому мы посвятили нашу работу изучению данной актуальной задачи.

Основной методикой выявления трещин и определения их параметров является использование азимутальной анизотропии скоростей. В частности, возникает интерес к анизотропии поглощения энергии сигнала, что хорошо видно из анализа публикаций последнего десятилетия. Изучение литературы, посвященной этой теме, приводит к публикациям лаборатории прикладной экспериментальной геофизики американского университета Purdue, где вопросом влияния трещиноватости на волну занимаются с 1987 года и опубликовано более 30 статей в различных изданиях. В статьях описаны проведенные физические эксперименты, и наша идея заключается в создании математических моделей с аналогичными свойствами, проведении расчетов сейсмического поля конечно-разностным методом [89], анализ и сравнение полученных результатов.

В одной из последних работ [90] подробно описана установка и алгоритм проведения эксперимента и приведены получившиеся результаты. Образцом здесь являлся брусок алюминия, в котором пропилены 20 трещин с шагом 3 мм, что примерно равно четверти длины волны на частоте 0,5 МГц. На рисунке 17

показан акустический волновой фронт, записанный на цельном эталонном образце F0 (а), и образце с нарушениями F3 в сухом состоянии (b) и при насыщении водой (с).

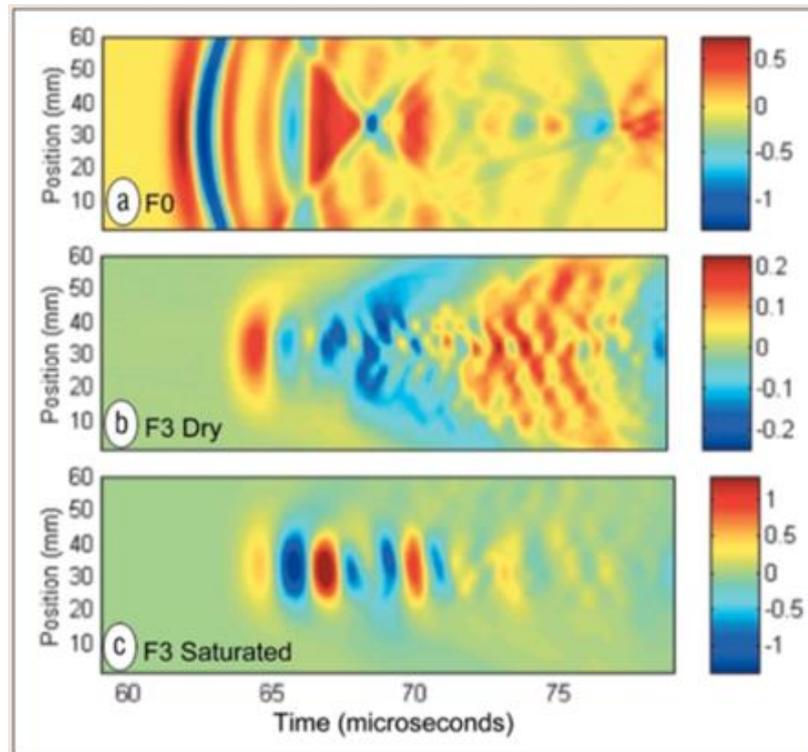


Рис.17. Временной разрез, полученный в ходе физического эксперимента: а) цельный образец, б) трещиноватый сухой образец, с) трещины насыщены водой

По описанию образца была создана математическая модель, параметры которой совпадают с физическим экспериментом, и рассчитаны сейсмические поля, прошедшие через систему трещин. Считается полное волновое поле, т.е. присутствуют все типы волн, в том числе и поверхностные неоднородные волны, которые являются одним из малоизученных механизмов передачи энергии в трещиноватых средах. Рисунку 18,а соответствует модель с сухими трещинами, изображение 18,б получается при задании параметров водного флюида. Для случая ненасыщенной модели в обоих экспериментах замечаем отсутствие четкой картины чередования фаз, дифракцию волн по времени. При наличии воды также картина сейсмического поля похожа, достаточно четкие амплитуды трасс, причем в центральной зоне они олее выражены, чем при отдалении от центра модели.

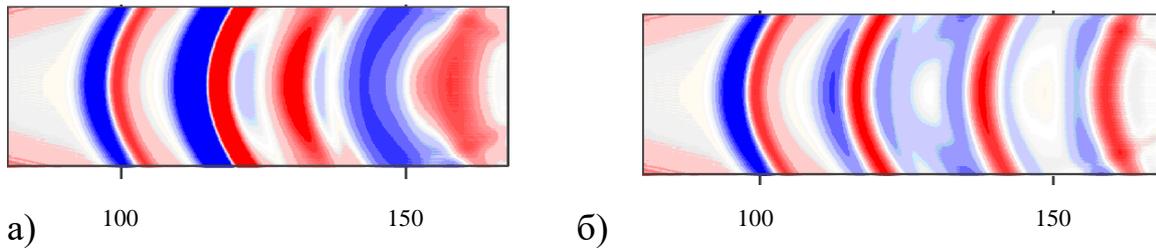


Рис. 18. Синтетический временной разрез с теми же параметрами: а) модель с сухими трещинами, б) в трещинах вода.

Рассматривая методику проведения физического эксперимента, можно заметить, что конструкция установки предусматривает расположение трещин параллельно одной из ее осей (вертикальные или горизонтальные пропилы). В реальной же среде тектоническая напряженность, приводящая к нарушению цельности породы, изменяет и параметры залегания пластов, поэтому чаще трещины располагаются под углом к поверхности. Проведение математического моделирования позволяет учесть эту особенность и создавать модели с наклонными трещинами.

Нами был разработан генератор моделей с управляемыми углами наклона и параметрами насыщенности трещин. Для диапазона углов наклона из первого полу-квадранта $0 \leq \alpha \leq \frac{\pi}{4}$ удобно пользоваться следующей формулой определения текущих координат расчетной ячейки в исходной области

$$\begin{aligned} x_c &= x \cos(\alpha) + w, \\ y_c &= x \sin(\alpha) + w + (N - 1)h. \end{aligned} \quad (2)$$

Здесь α – угол наклона направляющего вектора системы трещин к оси ОХ, N – число трещин, h – расстояние между ними, w – толщина отдельной трещины. Последние два параметра определяются в единицах ячеек.

Для углов диапазона $\pi/4 \leq \alpha \leq \pi/2$ трещины проводятся не от оси ОХ, как в формуле (2), а от оси ОУ.

По данным ВСП характерным углом при анализе касательных ослабленностей является угол 20 градусов [91]. Поэтому используем его для построения модели наклонных трещин (рис.19).

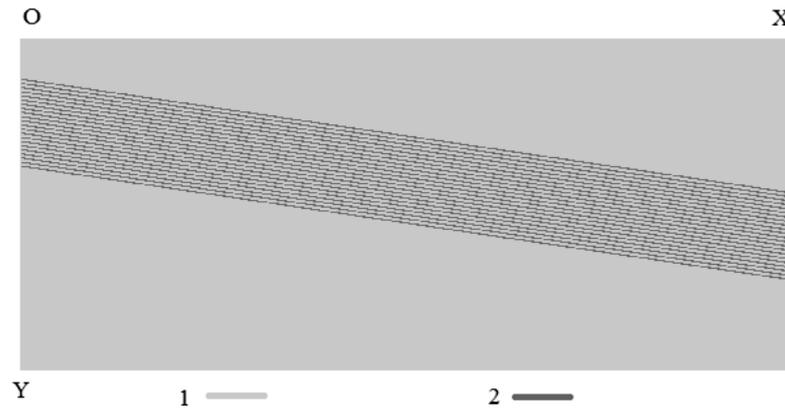


Рис. 19. Модель среды с системой наклонных трещин. 1 – вмещающая среда, 2 – флюид в трещинах.

В модели, представленной на рисунке, 22 трещины толщиной 3, расстояние между ними 5 (см. формулу (2)). Вмещающая среда имеет параметры $V_p=3000$ м/с, $V_s=2000$ м/с, $\rho=2000$ кг/м³. Параметры флюида $V_p=1500$ м/с, $V_s=0$ м/с, $\rho=1000$ кг/м³. Для этой модели был рассчитан временной разрез от падения плоской волны, возбуждение и регистрация на линии ОХ. Фрагмент этого разреза приведен на рис. 20. На рис. 21 сравниваются спектры падающего сигнала и волны, прошедшей через систему трещин.

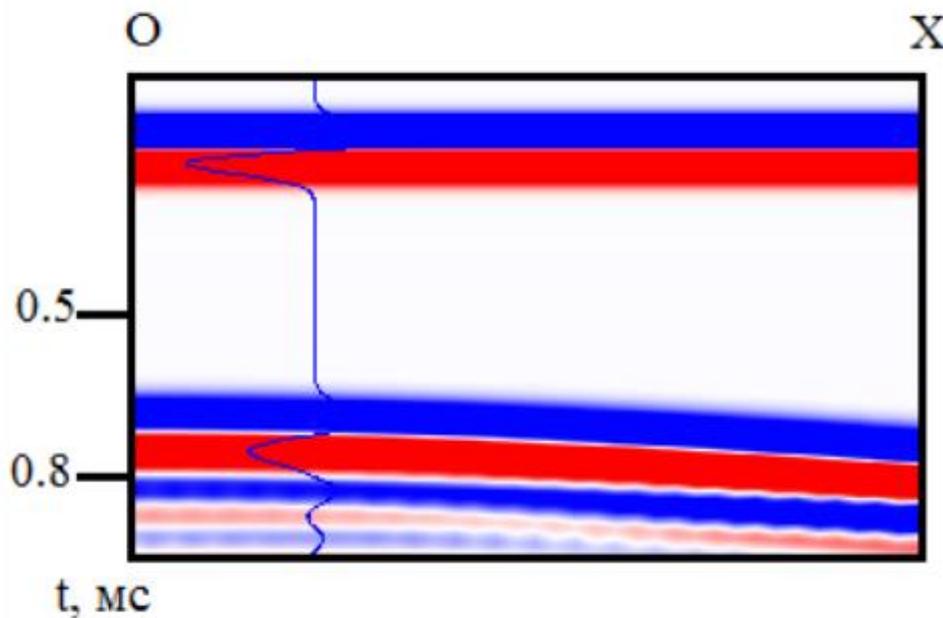


Рис. 20. Синтетический временной разрез. Выделена отдельная трасса.

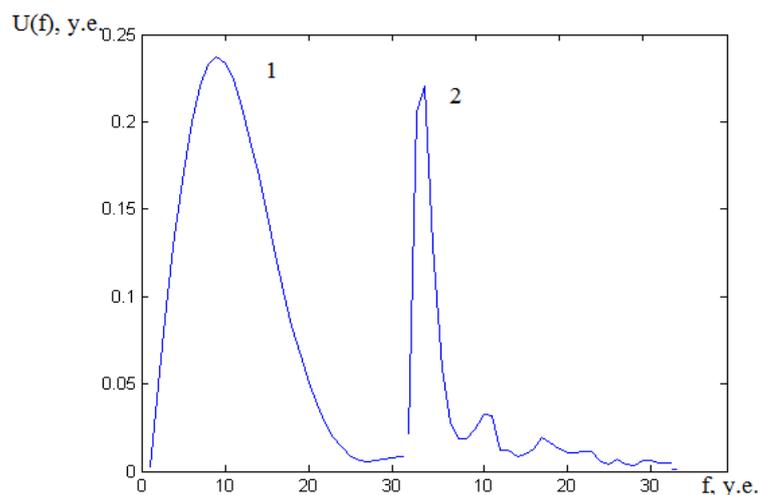


Рис. 21. Спектры исходного сигнала (1) и проходящей волны (2).

При анализе спектров можно заметить, что происходит видимое смещение несущей частоты в низкочастотную часть спектра, как и для случая ненасыщенных трещин [92]. Кроме того, в правой части кривой увеличивается вклад высоких частот, отвечающих как за дифракционную картину на всем семействе трещин, так и за собственные колебания трещин в отдельности. Как показали наши расчеты, затухание высоких частот спектра волны, прошедшей через пачку трещин, обусловлено (в отсутствие механизмов трения) волновым сопротивлением. Это связано, в свою очередь, с системой неоднородных поверхностных волн, возникающей на границах раздела. Обнаруженные закономерности могут быть далее использованы для выявления сейсмических атрибутов, ответственных за зоны поглощения с учетом ориентированности систем трещин.

При дальнейшей обработке реальных временных разрезов использовались преобразования Прони и Фурье в скользящем окне.

3. ВЛИЯНИЕ ПОРИСТОСТИ НА СЕЙСМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ: СЛУЧАЙ ОДИНОЧНОЙ ПОРЫ И ПОРИСТОГО СЛОЯ

Помимо трещиноватого типа пустотного пространства в терригенных горных породах присутствует и гранулярная пористость, причем в некоторых регионах залежи углеводородов соотносят именно с преобладающим межзерновым пространством коллектора. Поэтому следующим этапом исследования является изучение влияния пористого гранулярного коллектора на характеристики сейсмических волн.

Анализ влияния пористых сред на поле упругих волн возможно осуществлять с помощью физического или математического моделирования. Лабораторное моделирование сейсмических волн в пористых средах ранее проводилось различными авторами. В качестве скелета использовались различные материалы: алюминий [90, 95], натриево-известковое стекло [96], гипс [97], и другие [98]. В лабораторных экспериментах оцениваются как статические, так и динамические характеристики, основными из которых являются скорости продольной и поперечных волн. Создание одной лабораторной модели пористой среды позволяет решить целый ряд задач [98], при этом удается создавать модели со сравнительно несложной заменой одного флюида другим [97]. В то же время присущие методам лабораторного моделирования ограничения, прежде всего по выполнению требований подобия, определяют актуальность математического моделирования [99].

Существует широкий спектр методов математического моделирования – от полуаналитических (собственно лучевой метод и методы, основанные на лучевом) до конечно-разностных [100].

Нами используется конечно-разностный метод, позволяющий вычислять полное волновое поле с использованием полной системы уравнений механики сплошных сред [89]. Применяется явная условно-устойчивая схема второго порядка, позволяющая при использовании ряда усовершенствований [101] проводить расчеты для большого числа длин волн ($> 100 \lambda$).

Численное моделирование, лишенное недостатков физического моделирования, требует соотнесения результатов расчетов с имеющимися экспериментальными или теоретическими результатами. Анализируя численные результаты при расчете волновых полей в пористых средах необходимо оценивать изменения скоростей распространения волн (количественный анализ). Для целей качественного анализа подходят картины дифракции, сравнение фронтов волн, поляризации колебаний и т. п.

3.1. Влияние одиночной поры на волновую картину

Рассмотрена модель одной крупной поры, заполненной жидкостью, и распространение упругих волн в такой среде. Для этой постановки целью расчета является сравнение общего волнового поля на качественном уровне с имеющимися расчетными результатами других исследователей.

Одна из недавних работ [102] посвящена расчету дифракции сейсмического поля на одиночной поре для различных частот. В ней приведен срез изображения образца карбонатной породы и упрощенная матрица упругих свойств для проведения расчетов. В шлифе, полученном из образца карбонатной породы наблюдаются кристаллы преимущественно кальцита и доломита, а также присутствует крупная пора, в естественном залегании заполненная флюидом. Упругие характеристики данных минералов задаются через скорости распространения по ним упругой волны, которые равны 4900, 6000 и 1500 м/с соответственно.

Исходными данными для проведенного нами расчета распространения плоской упругой волны через одиночную пору были параметры модели образца из данной работы и характеристики падающего сигнала (рис. 22). Сигнал (упругая волна) взят в виде затухающей синусоиды с длиной волны, примерно в 10 раз меньшей характерной «толщины поры» L (показана на рисунке). Конкретно в расчете L составило 200 расчетных ячеек, длина волны $\lambda=20$ расчетных ячеек.

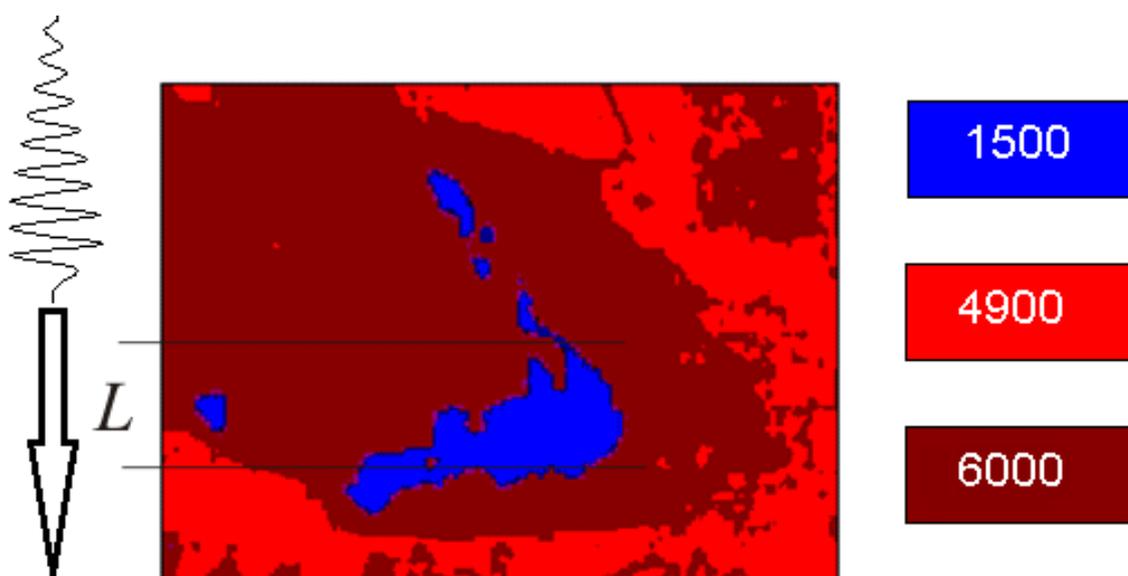


Рис. 22. Матрица скоростей продольных волн в образце, м/с (по работе [102]), стрелкой показано направление падения плоской волны в виде затухающей синусоиды, L – характерный размер поры

В такой постановке основной особенностью начала дифракционного процесса является обтекание фронта падающей волны вокруг поры. Материал поры – флюид – обладает существенно более низким импедансом, что выражается в замедлении сигнала при прохождении через нее. Кроме того, на шероховатой границе поры возникают дифрагированные волны, распространяющиеся во все стороны, то есть каждая точка границы поры представляет собой точечный источник колебаний. Совокупность преломлений и отражений на отдельной поре приводит к хорошо различаемому эффекту локального замедления фронта волны. На более поздней стадии (рис. 23, а), когда волна прошла через пору, отразилась от границы модели и вновь прошла через пору, волновая картина в целом становится почти хаотичной. Остаются небольшие участки с цугами продольных волн (показаны на рис. 23 литерами Р). Так как мы сравниваем свой расчет с имеющимся результатом из работы [102], то на рис. 23, б приводится рис. 10 из работы [102].

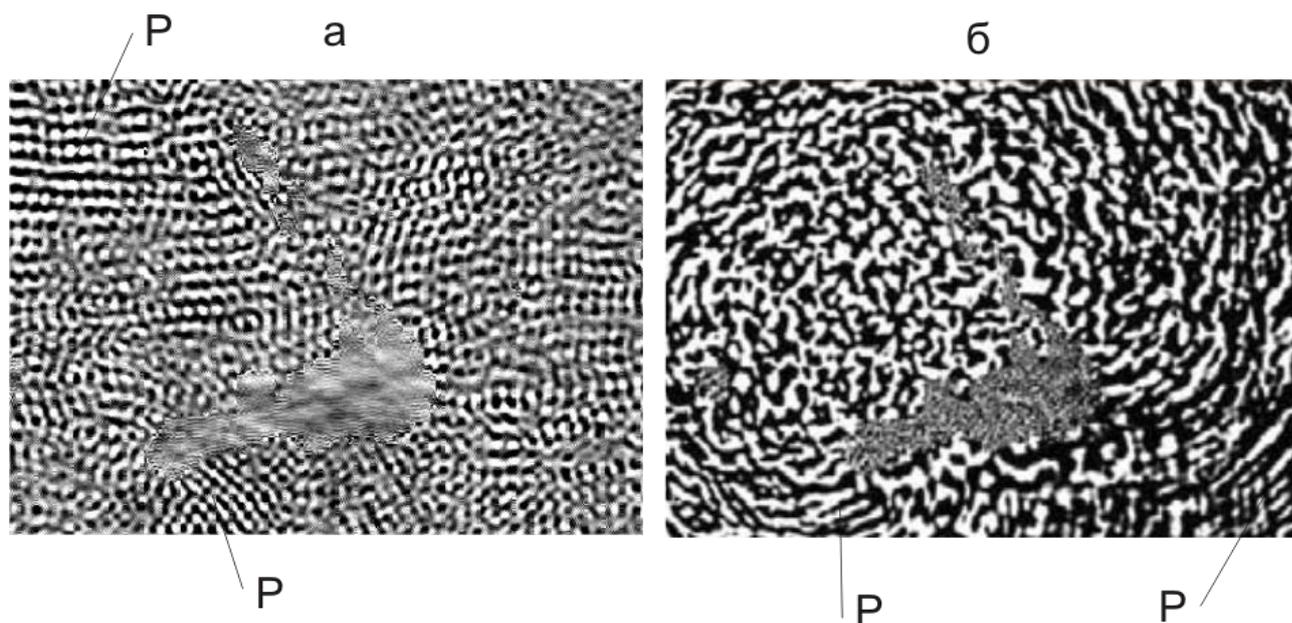


Рис. 23. а – результат расчета, б – расчет из ([102], рис. 10). Буквой P обозначены явно выраженные цуги продольных волн в обоих расчетах.

Видно, что пора в обоих случаях насыщена короткопериодными колебаниями (чередование черных и белых тонов на рисунках – экстремумы волн), берега поры отчетливо «прорисованы» сейсмическим полем. На рис. 23, а момент времени характерен для формирования того псевдо-хаотичного поля, которое наблюдается у указанных авторов. В целом решение первой задачи показало, что отдельная пора отчетливо проявляется в волновом поле вследствие контрастности упругих свойств, при этом волновому полю присущи явно выраженные картины дифракции. Тем самым было выполнено своего рода качественное тестирование расчетной программы, которая далее применена для решения следующей задачи.

3.2. Влияние пористого слоя на скорость упругой волны

Рассмотрим характеристики прохождения плоской волны через пористый слой со случайным распределением пор. Поры заданы явно, в виде объектов конечных размеров с отличными от вмещающих минералов свойствами.

Конкретное положение ячеек пор в массиве твердой фазы было определено алгоритмом случайного распределения, в результате чего геометрия микроструктуры содержит поры, которые при формировании соединились друг с другом случайным образом.

Работа алгоритма создания модели пористого слоя продолжается до момента достижения заданного коэффициента пористости. Поэтому в ходе расчета возможно оценить, как изменится скорость распространения продольной волны за счет различного значения пористости.

Рассмотрены два значения пористости – 9% и 17 %, так как именно для таких значений в литературе имелись данные лабораторного моделирования [4]. Геометрия задачи показана на рис. 24.

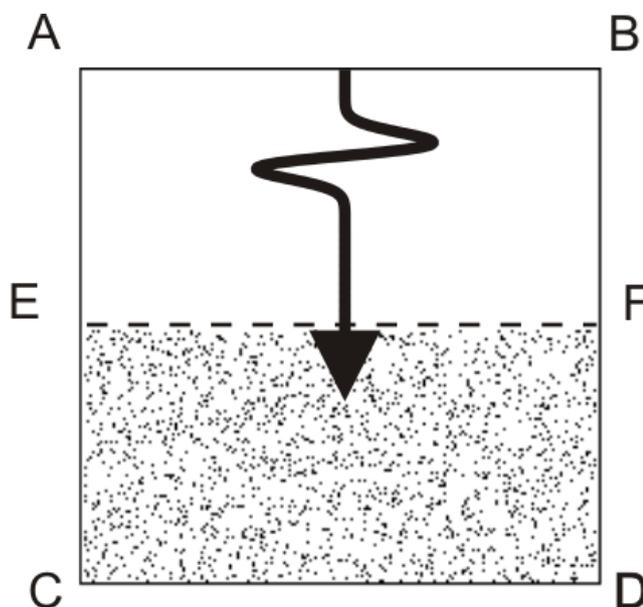


Рис. 24. Геометрия задачи о волновом поле в пористой среде

На границу АВ падает плоская продольная волна скорости смещения. Среда до линии EF – однородная, с параметрами алюминия Al-6061: $V_p = 6260$ м/с, $V_s = 3080$ м/с, $\rho = 2700$ кг/м³, после линии EF задается случайная пористость (конкретно на рисунке – 11 %), свойства флюида $V_p = 331$ м/с, $V_s = 0$ м/с, $\rho = 1,225$ кг/м³.

В отличие от предыдущей задачи, в данном случае для точного определения скорости волны необходимо оценивать перемещение экстремума волны вдоль модели, поэтому в качестве исходного сигнала взят импульс Рикера

$$\dot{U}_y|_{AB} = F(t) = -2\pi f \sqrt{e} (t - t_0) \cdot e^{-2\pi f(t-t_0)^2},$$

здесь f – частота, $t_0 = 1/f$ – период импульса, \dot{U}_y – Y-компонента скорости смещения.

Выбор размеров пор и характерных длин волн определялся, исходя из возможности количественного сравнения с результатами физического моделирования. Наиболее оптимальны для данной цели следующие параметры: размер поры порядка 20×10^{-6} м, частота акустического сигнала 5 МГц, длина волны $\gg 0,1$ см. Таким образом, размер поры всего в 50 раз меньше длины волны, такие поры можно описывать несколькими расчетными ячейками.

Определение конкретного положения пор в массиве твердой фазы осуществлялось в случайном порядке, в результате чего геометрия микроструктуры содержит поры, которые при формировании соединились друг с другом случайным образом. После достижения заданного коэффициента пористости проводился подсчет и анализ распределения пор по размерам (в количестве расчетных ячеек): поры минимального размера содержали 1 расчетную ячейку, максимальный размер для пористости 17 % – 10 ячеек (рис. 25).

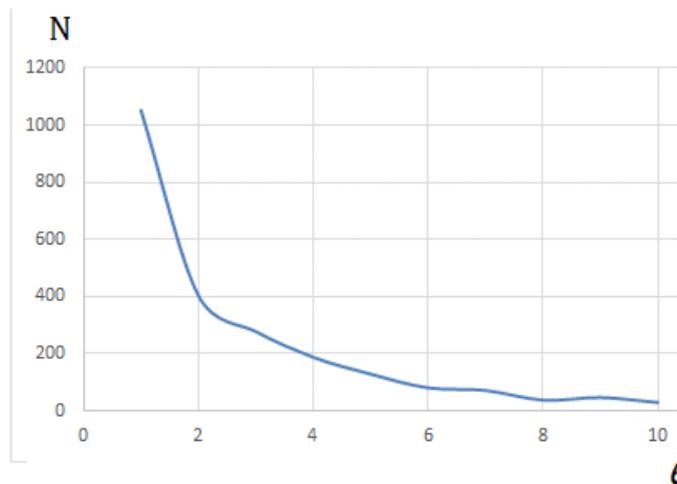


Рис. 25. Распределение пор по размерам.

При распространении плоской волны в такой среде поведение отдельной поры будет подобно поведению поры из предыдущей задачи при подобных же частотах.

Групповой эффект от ансамбля пор прежде всего (и очевиднее всего) сказывается на кинематическом параметре – скорости распространения упругих волн. Для спеченного алюминия в упомянутой работе опубликованы данные физического моделирования и рассмотрены два случая пористости – 9% и 17%. Для этих значений получены следующие оценки скорости продольной волны: $V_p(9\%) = 5125$ м/с; $V_p(17\%) = 4120$ м/с.

Для анализа вида зависимости скорости волны от пористости также дополнительно были проведены расчеты для нескольких различных значений пористости (рис. 26). Очевидно, что зависимость близка к линейной, а также заметно весьма точное соответствие опубликованных результатов [4] (обозначены квадратами) полученному тренду.

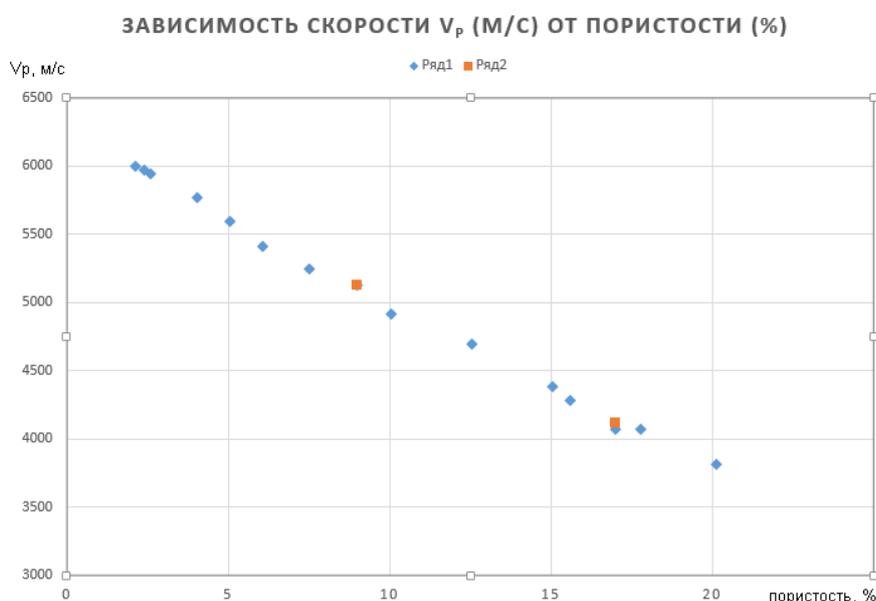


Рис. 26 Зависимость скорости продольной волны от пористости. Ряд1 – наш расчет, ряд 2 – экспериментальные данные из [4].

В расчетах были получены следующие значения: при пористости 9% значение скорости продольной волны $V_p = 5123$ м/с, а при пористости 17% значение скорости продольной волны $V_p = 4074$ м/с.

Таким образом, при численном моделировании значения скоростей в пористом алюминии отличались от скоростей из эксперимента при пористости 9% всего на 0,04 %; а при пористости 17 % отличие составило 1,1 %.

Следует отметить, что частоты и результаты при физическом моделировании, на основании которого были выбраны исходные параметры модели и импульса, сопоставимы с частотами и данными акустического каротажа, а последний служит для анализа результатов сейсморазведочных работ. С другой стороны, упругие свойства керна и породы в скважине определяются почти исключительно по скоростям распространения продольной и поперечной волн. Численное моделирование позволяет, меняя свойства скелета и замещая один флюид другим, строить модели, наиболее близко отвечающие как данным каротажа, так и сейсморазведки.

Итак, в данной главе решены две задачи о сейсмическом поле в пористых средах: задача о дифракции волнового поля на одиночной поре и задача о прохождении упругой волны через пористый слой со случайно распределенными порами. Дифракционная картина в случае одиночной поры качественно хорошо соответствует расчетным результатам, опубликованным другими авторами. В случае пористого слоя по результатам численного моделирования были оценены средние скорости продольной волны в слое, значения скоростей сопоставлены с данными физического моделирования.

Представленный нами подход может использоваться на этапе изучения геологического разреза в тех случаях, когда для оценки петрофизических параметров требуется знать геометрию пористой среды и величину пористости. Обычно эти значения определяются по данным керна и на основании исследований в скважине с учетом атрибутов сейсморазведки (см., например, [103]). Численный расчет позволяет воссоздать поле упругих колебаний по заданным параметрам пористой модели и сравнить с реальным сейсмическим разрезом, проверяя таким образом корректность определения породы-коллектора на качественном и количественном уровне.

4. ПРИМЕНЕНИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ПРОНИ И ФУРЬЕ ПРИ ОБРАБОТКЕ ВРЕМЕННЫХ РАЗРЕЗОВ В СКОЛЬЗЯЩЕМ ОКНЕ

4.1. О методике оконного преобразования

В предыдущих главах было показано, что существуют очевидные изменения спектра волны, прошедшей через зону неоднородностей. По изменению спектра сейсмических трасс возможно выявлять данные зоны на реальных сейсмических разрезах. Цель следующего этапа – создание и отработка алгоритма оконной фильтрации временных сейсмических разрезов в спектральной области. В результате работы фильтра амплитуды сигналов в целевом интервале должны оказаться существенно ниже, чем в ненасыщенных пластах.

Для анализа реальных разрезов необходим аппарат обработки цифровыми фильтрами. При этом ограничения, связанные с теоремой Котельникова [93] и накладываемые конечными размерами блоков обработки, не позволяют извлекать из трассы гармонические компоненты с любой, наперед заданной, частотой. Чтобы обойти это ограничение, обратимся к преобразованию Прони [94], которое не является спектральным преобразованием в чистом виде, а является способом оценивания (как метод наименьших квадратов) дискретных данных с помощью линейной комбинации экспоненциальных функций. Затем можно вычислить спектральную плотность энергии (СПЭ) для любой частоты Прони.

Метод Прони позволяет оценить n -ый элемент выборки $y(1), \dots, y(N)$ с помощью экспоненциальной модели порядка p следующим образом:

$$y(n) = \sum_{k=1}^p h_k z_k^{n-1}, \quad (3)$$

где множители h_k и z_k в общем случае комплексны и определяются выражениями

$$\begin{aligned} h_k &= A_k \exp(j\theta_k), \\ z_k &= \exp[(\alpha_k + j2\pi f_k) T]. \end{aligned} \quad (4)$$

Здесь A_k – амплитуда, α_k - коэффициент затухания (размерность s^{-1}) k -ой комплексной экспоненты, f_k (Гц), θ_k (рад) – частота и начальная фаза k -ой синусоиды.

Для значений $N=64$ и $p=15$ на рис. 27 приводятся первые 4 члена ряда (3). Первый член (p_1 , жирная линия) – затухающая экспонента, остальные 3 члена – затухающие синусоиды. Для большинства обычных сигналов (в том числе акустических), ряд (3) сходится значительно быстрее, чем ряд Фурье.

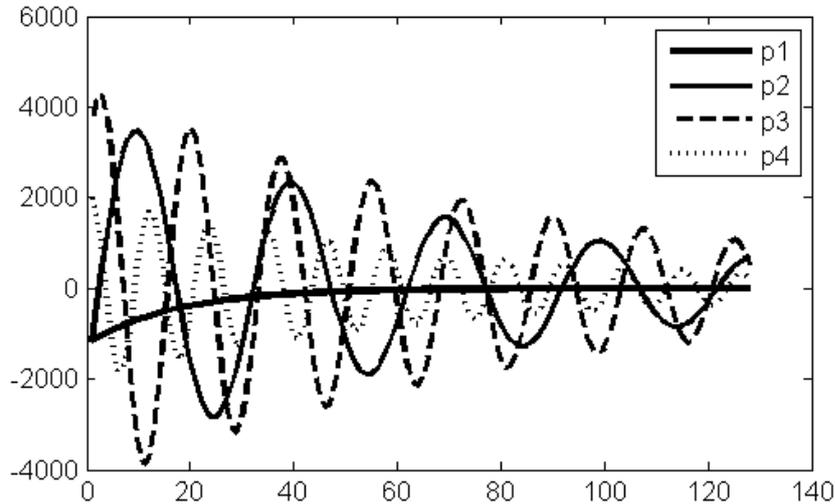


Рис. 27. Первые члена ряда Прони

Вычислив массивы значений h_k и z_k , можно вычислить СПЭ для любой частоты f_k из диапазона $-(2\Delta t)^{-1} \leq f_k \leq (2\Delta t)^{-1}$, где $(2\Delta t)^{-1}$ - аналог частоты Найквиста. Интересующихся отсылаем здесь к работе [94], где приводятся не только формулы, доказательства и алгоритмы, но и законченные тексты вычислительных программ с подробными комментариями.

Для выбранного размера окна обработки N в случае преобразования Фурье частота Найквиста равна $f_N = N/2$ (это безразмерная величина, она определяет количество гармоник, то есть штук); в то же время при заданной величине отсчета Δt граничная частота $f_{гр} = 1/(2\Delta t)$ (это величина размерная, Гц). Например, если размер окна $N=64$ и $\Delta t = 0.002$ с, то $f_N = 32$, $f_{гр} = 250$ Гц и одной гармонике окна обработки соответствует $250/32 = 7,8125$ Гц. И для выбранного окна и фиксированной величине отсчета это число $7,8125$ Гц не меняется.

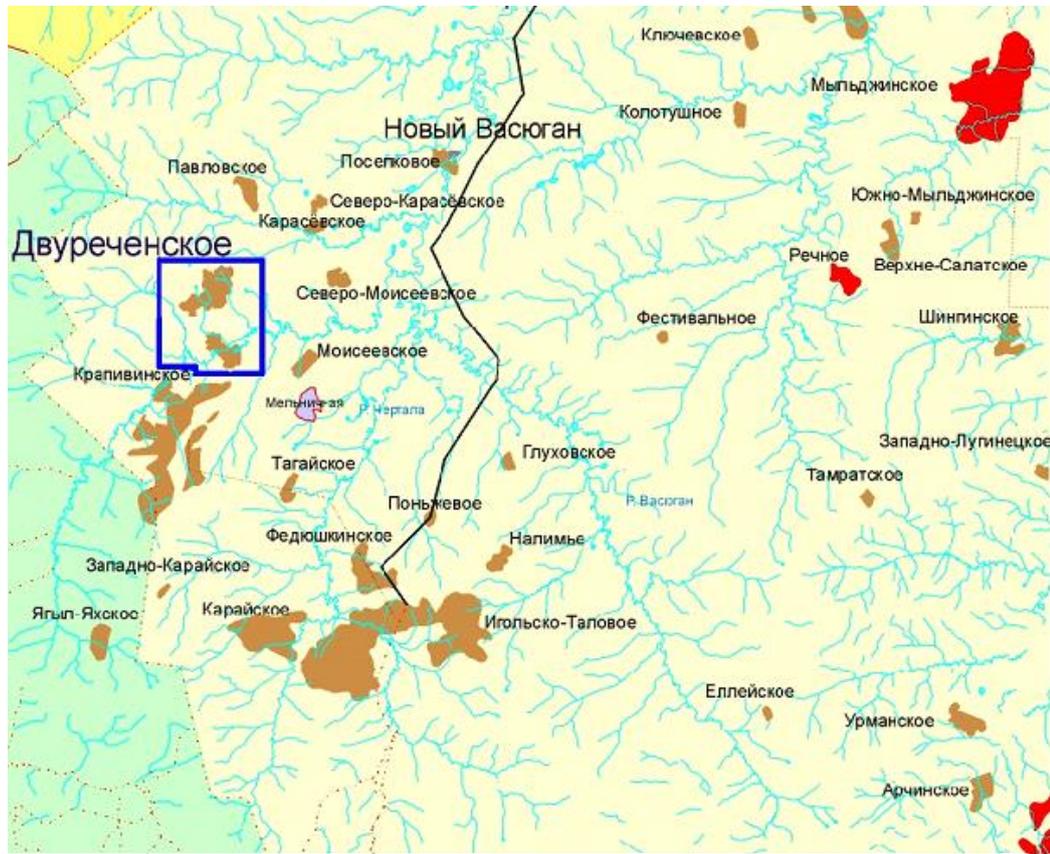
В случае же преобразования Прони сам метод подбора частот из диапазона $-(2\Delta t)^{-1} \leq f_k \leq (2\Delta t)^{-1}$ предопределяет варьирование значений частот при изменении свойств сигнала. При этом каждому номеру («гармонике») в ряде

Прони будет соответствовать не конкретная частота в Гц, а некоторая полоса частот. Поведение этих полос пропускания представляет отдельный методологический интерес при обработке и интерпретации геофизических данных, но здесь не обсуждается.

В качестве объекта, на котором будет проверен разработанный алгоритм, выбрано Двуреченское месторождение. Ниже дается краткая характеристика объекта (см., например, [104]).

4.2. Геологическая характеристика Двуреченского месторождения

Двуреченское нефтяное месторождение находится в Каргасокском районе Томской области (рис. 28).



Условные обозначения:

- | | | |
|-------|----------------------------------|------------------|
| ----- | Областные границы | Месторождения: |
| ----- | Границы административных районов | Нефтяные |
| ----- | Дороги автомобильные: | Газоконденсатные |
| ----- | Улучшенные грунтовые | |
| ----- | Сезонные | |

Рис. 28. К характеристике Двуреченского месторождения

Ближайшим населенным пунктом является пос. Новый Васюган, расположенный в 50 км по прямой северо-восточнее месторождения. Площадь месторождения представляет собой заболоченную и слабовсхолмленную равнину. Речная сеть в районе месторождения представлена мелкими несудоходными речками – левыми притоками р. Васюган.

4.2.1. Стратиграфия

В геологическом строении описываемого района принимают участие терригенные отложения различного литолого-фациального состава мезозойско-кайнозойского платформенного чехла и в различной степени метаморфизованные и дислоцированные породы доюрского складчатого фундамента. Отложения чехла, имеющие в пределах рассматриваемого района общую мощность 2800-3000 м и более, залегают на денудированной и выветрелой поверхности фундамента несогласно, со стратиграфическим перерывом.

Мезозойская группа – MZ

Юрская система – J

Юрские отложения в описываемом районе представлены разнофациальными осадками средней и верхней юры общей мощностью 200-310 м и более. Они подразделяются на три свиты – тюменскую, васюганскую и баженовскую.

Тюменская свита. Отложения вскрыты на полную толщину (141 м) скважиной 10 Двуреченской площади. Свита сложена континентальными отложениями с преобладанием в разрезе глинисто-алевролитовых пород. Верхняя часть свиты более песчанистая, здесь выделяются песчаные пласты Ю₂, Ю₃ и Ю₄, из которых наиболее мощным является последний.

Васюганская свита сложена разнофациальными отложениями от морских до континентальных. Подразделяется на две подсвиты – нижневасюганскую и верхневасюганскую, которые отличаются фациальной принадлежностью и литологическим составом. Нижневасюганская подсвита (33-36 м) сложена, в

основном, мелководноморскими глинистыми породами. Верхневасюганская подсвета (56-69 м), преимущественно, песчаная и представляет собой регионально нефтегазоносный горизонт Ю₁, являющийся основным продуктивным объектом как в описываемой зоне, так и практически на всех месторождениях Томской области. В объеме горизонта в описываемой зоне выделяются пласты Ю₁¹, Ю₁², Ю₁^М и Ю₁³.

Георгиевская свита сложена глубоководно-морскими глинами. В пределах описываемой зоны мощность свиты незначительна и составляет 0,8-5,0 м.

Баженовская свита представлена глубоководно-морскими битуминозными аргиллитами. Породы свиты входят в состав региональной верхнеюрско-меловой покрывки юрского нефтегазоносного комплекса. Отложения характеризуются выдержанностью площадного распространения, четкой стратиграфической привязкой, что делает свиту региональным репером. Мощность 15-18 м.

Меловая система – К

Меловая система в составе платформенных отложений является наиболее полной и мощной. В районе описываемой зоны ее мощность составляет 1990-2070 м.

Нижнемеловые отложения – К₁

Нижнемеловые отложения подразделяются на четыре свиты – куломзинскую, тарскую, киялинскую и алымскую и частично входят в состав покурской свиты.

Куломзинская свита сложена морскими, преимущественно, глинистыми отложениями, согласно перекрывающими верхнеюрские. В верхней части свиты выделяется группа песчаных пластов Б₁₂₋₁₃, а в нижней части выделяется ачимовская пачка, сложенная, преимущественно, уплотненными песчаниками. Толщина 300-340 м.

Тарская свита представляет собой опесчаненные отложения завершающей стадии трансгрессии моря. Основной состав – серия песчаных пластов группы Б_{7-Б₁₀} с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. Толщина 78-100 м.

Киялинская свита представлена неравномерно переслаивающимися глинами, алевролитами и песчаниками. Песчаные пласты в составе свиты относятся к группе пластов Б₀-Б₆ и А. Толщина 470-510 м.

Алымская свита представляет собой отложения кратковременной морской трансгрессии. Сложена базальным песчаным пластом А₁ и залегающей на нем кошайской пачкой аргиллитов и глин. Толщина 56-69 м.

Нижне-верхнемеловые отложения – К₁₋₂

Нижне-верхнемеловые отложения объединены в покурскую свиту, которая является наиболее мощной. Сложена переслаиванием глин, алевролитов и песчаников. Песчаные пласты по простиранию невыдержанные, нижняя часть свиты более опесчанена. Мощность свиты 767-795 м.

Верхнемеловые отложения – К₂

Верхнемеловые отложения представлены толщей морских, преимущественно, глинистых пород и подразделяются на четыре свиты: *кузнецовскую, ипатовскую, славгородскую и ганькинскую*.

Палеогеновые отложения

Палеогеновая система включает морские, в основном, глинистые отложения *талицкой* (палеоцен), *люлинворской* (эоцен), *чеганской* (верхний эоцен – нижний олигоцен) свит и континентальные отложения *некрасовской серии* (средний и верхний олигоцен).

Четвертичные отложения Q

Отложения четвертичной системы представлены песками серыми, темно-серыми, мелко-среднезернистыми, реже – более крупнозернистыми, иногда глинистыми, суглинками, глинами буровато-серыми, с пропластками лигнита и почвенно-растительным слоем. Мощность отложений до 30 м.

4.2.2. Тектоническое строение

В глубинном строении района принимают участие два структурных этажа, разделённых между собой поверхностью углового и стратиграфического несогласия: нижний складчато-блоковый палеозойский фундамент, сложенный сильно метаморфизованными горными породами различного состава, прорванными интрузиями и осложнёнными многочисленными тектоническими нарушениями, и верхний платформенный чехол, представленный, преимущественно, терригенными породами.

Месторождение расположено в южной части Каймысовского свода – одной из крупных региональных структур (I порядка) юго-восточной части Западно-Сибирской плиты (рис. 29). Свод осложнен рядом положительных структур второго и третьего порядка, разделённых прогибами, седловинами, небольшими впадинами.

Западно-Моисеевское и расположенное несколько севернее его Междуреченское локальные поднятия находятся в депрессионной зоне между Карандашовским и Моисеевским куполовидными поднятиями третьего порядка. Они сочленяются между собой узкой седловиной, осложнённой небольшим локальным поднятием – Лесмуровским. Все три структуры образуют единую приподнятую зону общего субмеридионального простирания, которая лишь на юге изменяет направление на юго-восточное. Через наиболее крупное из ответвлений (от юго-западной части Двуреченского локального поднятия) вся приподнятая зона соединяется с восточными отрогами Карандашовского куполовидного поднятия. Всё это создаёт благоприятные условия для образования, накопления и сохранения УВ в ловушках антиклинального типа.

Характерной особенностью района, как и всего Каймысовского свода, является наличие двух основных систем тектонических нарушений северо-западного и северо-восточного простирания, в региональном плане генетически связанных с Колтогорско-Уренгойским мегапрогибом.

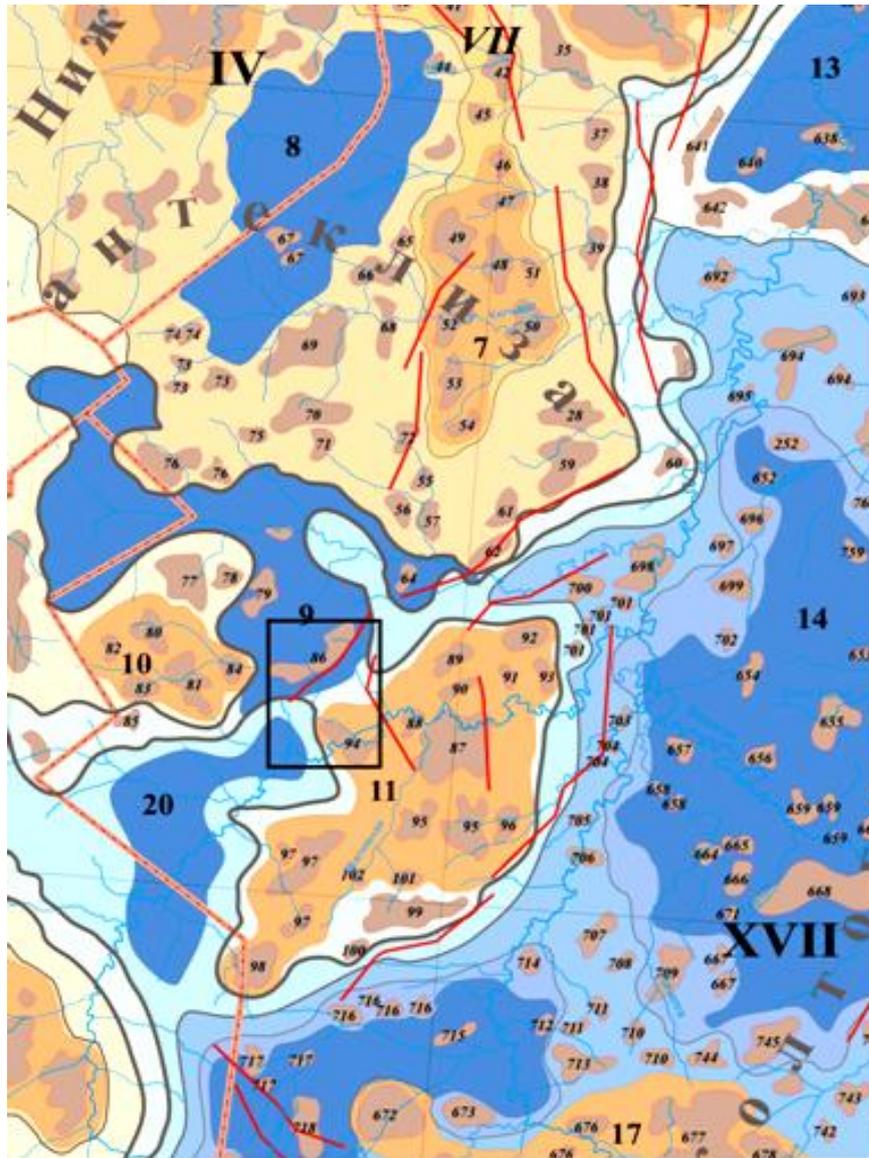


Рис. 29. Фрагмент тектонической карты Томской области. XVII – Нюрольская мегавпадина, 20 – Западно-Крапивинский прогиб, 9 – Северо-Карандашовский врез. Прямоугольником выделена локализация Двуреченской площади

4.2.3. Нефтегазоносность

Зона описываемого месторождения расположена в южной части Каймысовского нефтегазоносного района Среднеобской нефтегазоносной области. Помимо Двуреченского, в этой зоне открыто еще несколько месторождений нефти – Крапивинское, Моисеевское, Карасевское и др. Промышленная нефтеносность всех месторождений этого региона связана с горизонтом Ю₁ васюганской свиты верхней юры – основным продуктивным нефтегазоносным горизонтом Томской области. Наиболее крупное Крапивинское

месторождение находится южнее Двуреченского, в непосредственной близости от него.

Промышленная нефтеносность Двуреченского месторождения также связана с горизонтом Ю₁: пластами Ю₁¹, Ю₁², Ю₁^М и Ю₁³⁻⁴ (рис. 30).

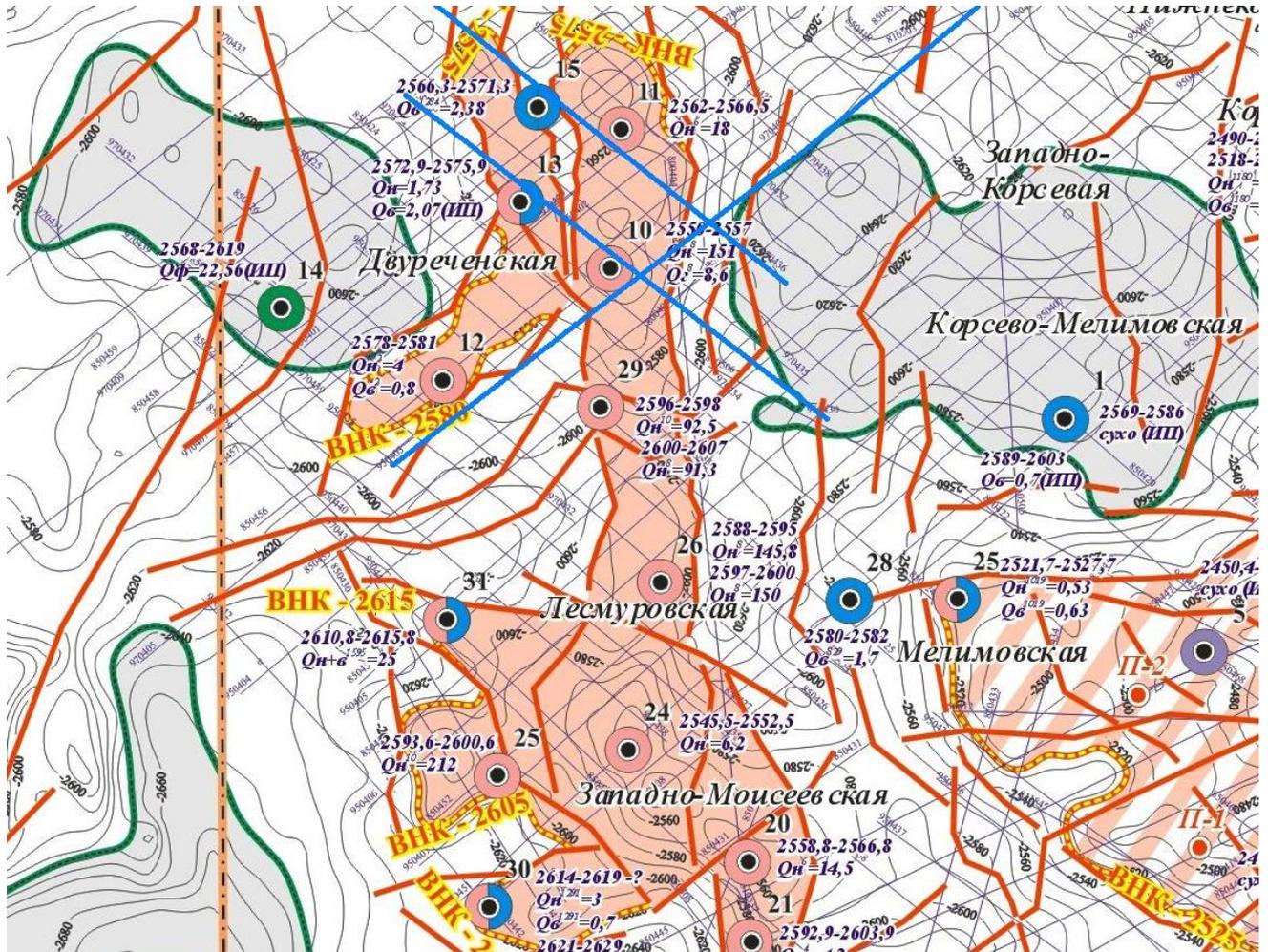


Рис. 30. Схема изученности и нефтеносности Двуреченского месторождения (по В.А. Конторовичу, [104]). Красным выделена модель залежи в пласте Ю₁³⁻⁴.

Все нефтяные залежи данного горизонта пластовые сводовые, литологически ограниченные, представлены песчаниками мелко-средне-крупнозернистыми, средне-, крепко-сцементированными, нефтенасыщенными.

Интервал обработки по времени включает сейсмический горизонт Па и отражения пластов верхней юры (510 мс, 256 точек)

4.3. Варианты и результаты обработки временных разрезов

Выявленные и описанные в предыдущих главах свойства спектров сейсмических сигналов, дифрагированных на трещинах и порах, возможно использовать для обработки реальных временных разрезов. Цель такой обработки – выявление тех зон на разрезах, где изменения спектра будут свидетельствовать об относительно повышенном затухании сигнала.

Для обработки были выбраны несколько 2D временных разрезов по сейсмическим профилям Двуреченского месторождения.

На рис. 31 в качестве примера приведен один из разрезов с условным номером 430.

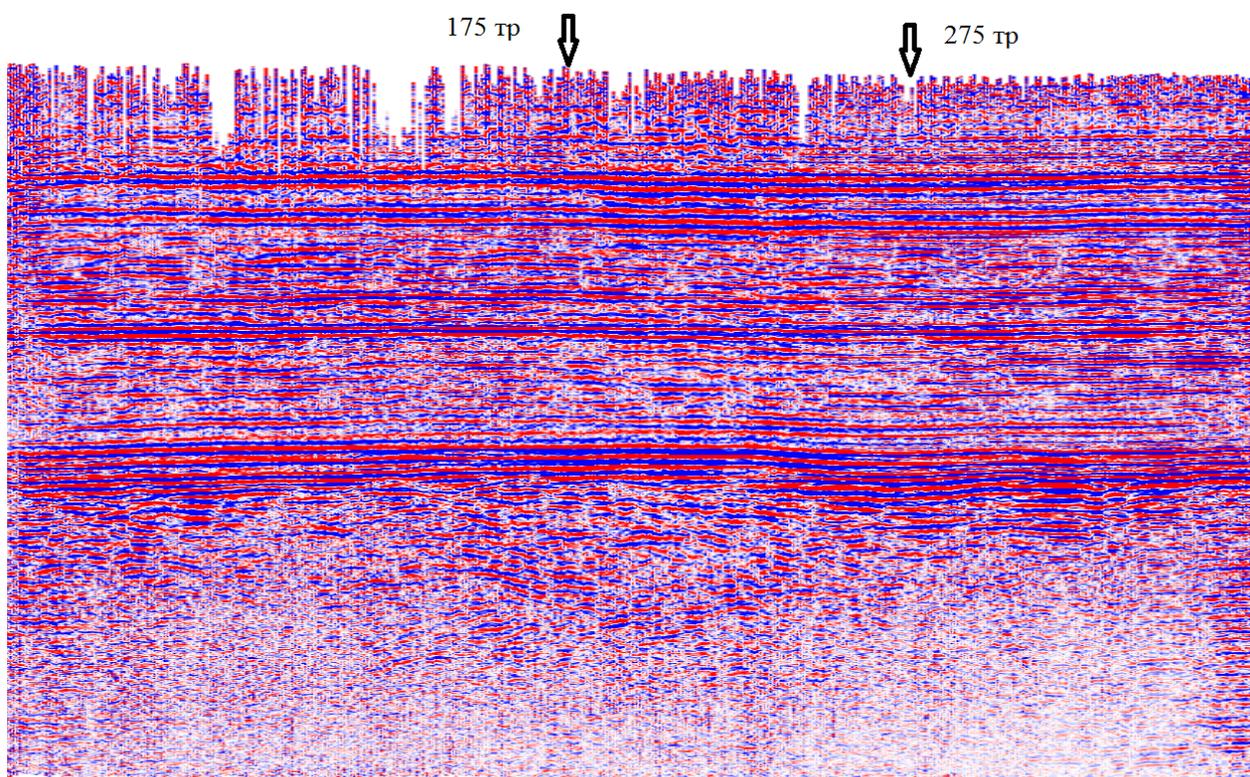


Рис. 31. Исследуемый разрез по профилю № 430. Отмечен интервал обработки по профилю и номера крайних трасс

На профиле № 430 выбраны 101 трасса по латерали (рис. 31) и временное окно, охватывающее целевой пласт Ю₁ (рис. 32, а). Динамика поведения трасс в этом диапазоне приведена в окне на рис. 32, б.

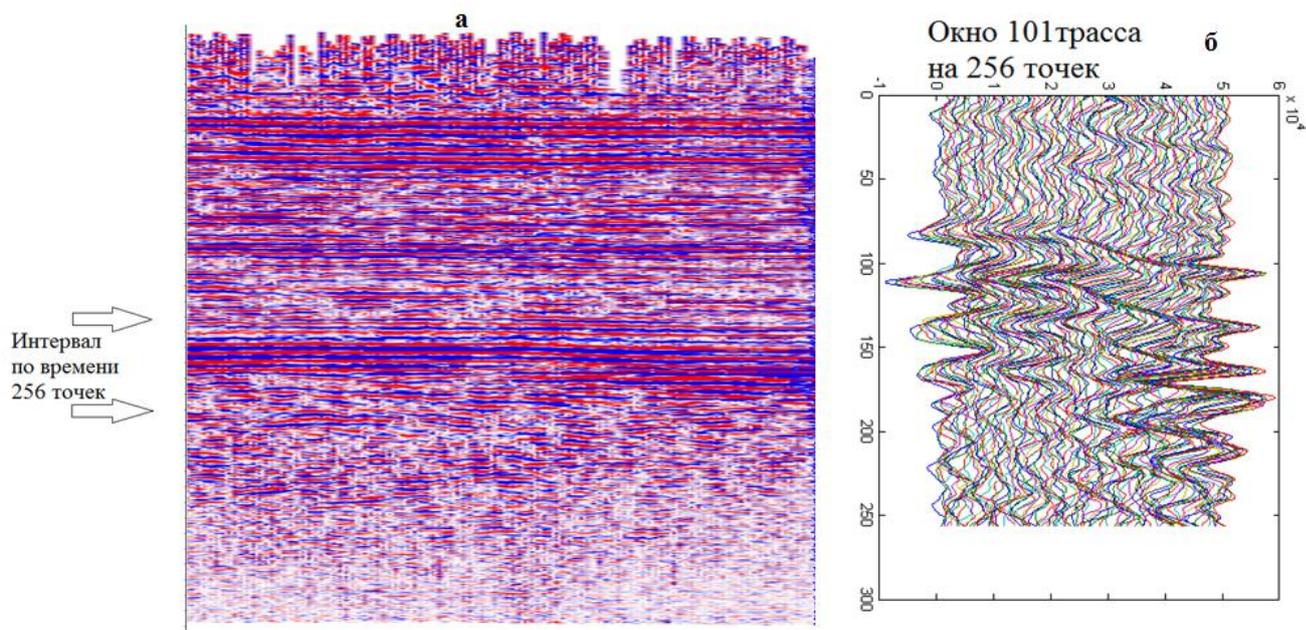


Рис. 32. Выделение рабочего интервала (а) и временного окна (б) в сейсмическом разрезе

Для каждой трассы был выполнен следующий алгоритм обработки.

- вычисляется спектр рабочего окна;
- в спектре вырезаются все частоты, кроме заданных;
- восстанавливается трасса;
- рабочее окно сдвигается на один отсчет вниз.

Восстановленные таким образом трассы образованы только целевыми гармониками. Ниже на рис. 33 схематично показано описанное действие алгоритма преобразования Прони (см. п. 4.1) для различных частот в указанном интервале обработки разреза № 430.

Здесь использованы особенности преобразования Прони, которое, в отличие от преобразования Фурье, позволяет восстанавливать значения спектра для любого значения частоты. Строго говоря, метод Прони является скорее разновидностью вариационного метода оценивания и использует при разложении затухающие сигналы (см. рис. 27).

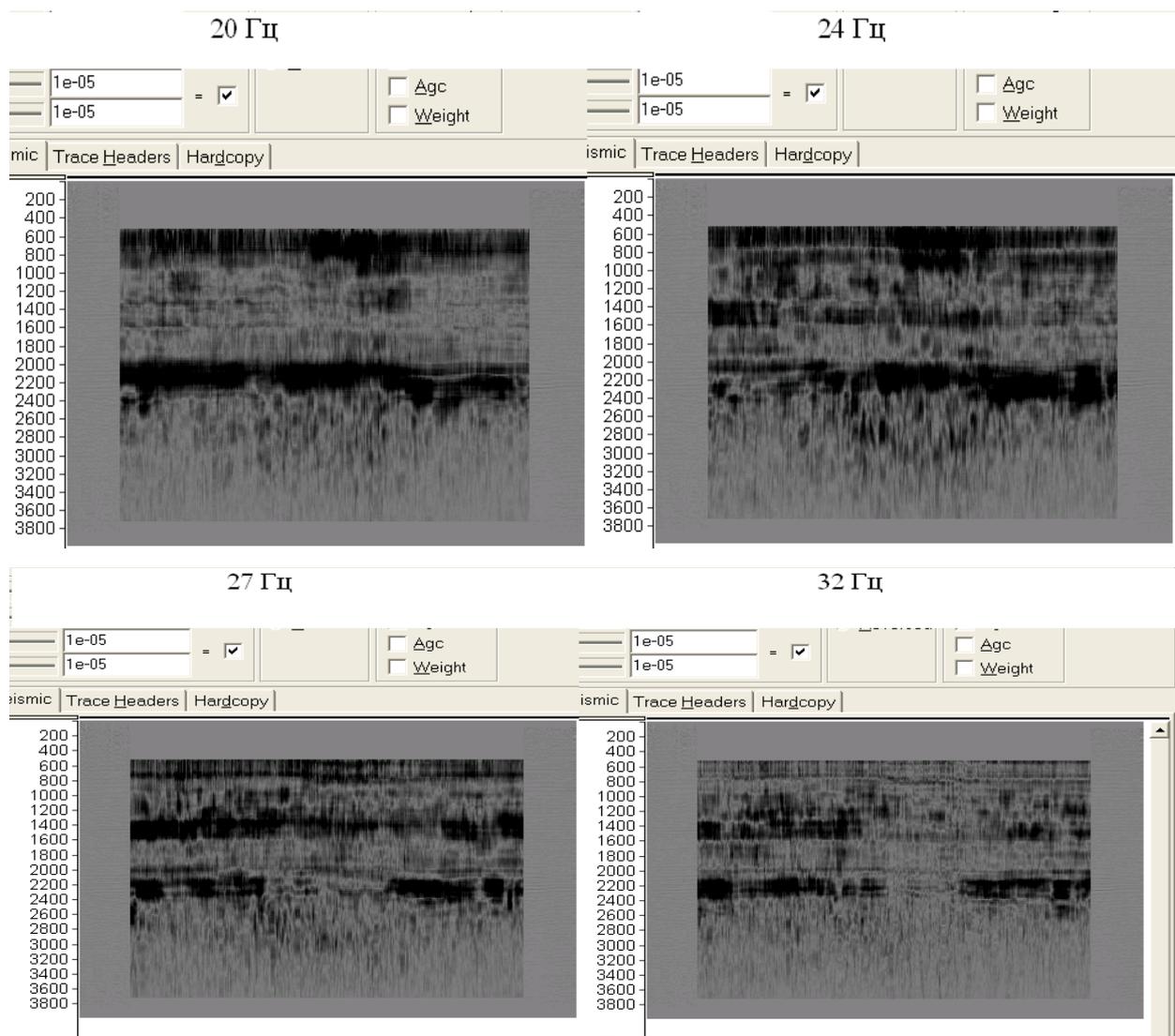


Рис. 33. Пример спектральных составляющих для разреза №430.

Видно, что на частоте 27 Гц на разрезе проявляется лакуна – сильное снижение значений амплитудного спектра, которая становится еще контрастнее и четче в спектре на 32 Гц. На более низких частотах, как видно на рисунке, данный участок разреза не проявляется особыми динамическими свойствами, что характерно и для частот более 32 Гц, не представленных на изображении.

Приведем наконец окончательный результат обработки выбранного на профиле интервала по всей оси времен с помощью оконной фильтрации Фурье с восстановлением временного характера разреза (рис. 34).

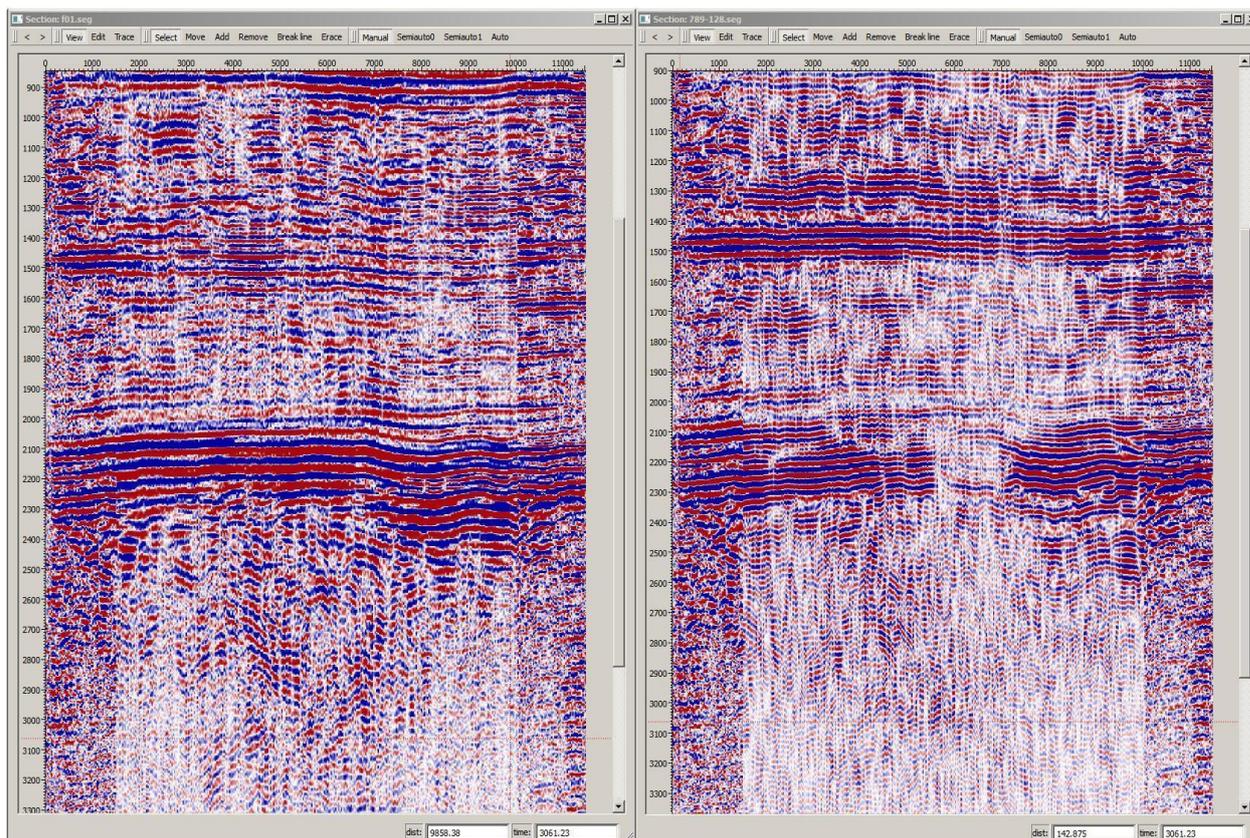


Рис. 34. Обработка сейсмического разреза № 430 с помощью преобразования Фурье. Появление «лакуны». Слева – необработанный разрез, справа – обработанный

Благодаря примененному нами графу обработки разреза, зоны неоднородностей (возможно, повышенной трещиноватости или флюидонасыщенности) должны выделяться на разрезе меньшими амплитудами волны, по сравнению с окружающими трассами. Такой эффект мы наблюдаем в средней части профиля № 430 на временах 2100-2300 мс, где среди четких фаз юрских горизонтально-слоистых отложений осадочного чехла появляется лакуна с нарушением чередования и прослеживания фаз, с низкими амплитудами волн (рис. 34).

Следует отметить, что область пониженных амплитуд на сейсмическом разрезе после фильтрации наблюдается в целевом интервале на каждом из обработанных разрезов, причем положение в плане данных низкоамплитудных зон тяготеет к контурам обнаруженной залежи (по результатам исследований В.А.

Конторовича с соавторами [104]). Возможно, именно за счет наличия флюида происходит существенная потеря энергии сейсмической волны.

Анализ результатов обработки позволяет утверждать, что разработан новый алгоритм фильтрации временных сейсмических разрезов, позволяющий без предварительного знания данных ГИС и петрофизических данных выделять возможные зоны скопления УВ, как зоны, определяющие наибольшее поглощение/затухание энергии сейсмических волн.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе выполнено исследование влияния множественной трещиноватости среды на спектр отраженных волн. Рассмотрена дифракция упругой плоской волны на одиночной трещине, проанализированы образованные волны. Построено синтетическое полное волновое поле для случая отражения сигнала от среды, содержащей слой с трещиноватой областью.

Показано, что спектр Фурье волн, отраженных от трещиноватой области для упругой модели практически не отличается от такого спектра для сплошной среды.

На основе численного моделирования и сравнением с экспериментальными данными установлено, что спектр волны, отраженной от трещиноватой области, при упруго-пластическом поведении среды резко теряет часть высоких частот и уверенно отличается от спектра волны в сплошной среде. Показано, что области трещиноватости соответствуют большие энергии сдвиговых деформаций.

Рассмотрено влияние пористой среды на сейсмическое поле для случая одиночной поры и ансамбля пор. Расчеты для одиночной поры вполне сопоставимы с имеющимися опубликованными расчетными результатами других авторов. Для модели пористой среды обработка результатов численного моделирования позволила оценить средние скорости и сопоставить их с данными физического моделирования. Показано, что расчеты в целом дают хорошее качественное (для одиночной поры) и количественное (для ансамбля пор) соответствие результатов. Представленный в диссертации подход может использоваться на этапе изучения геологического разреза в тех случаях, когда для оценки петрофизических параметров требуется знать геометрию пористой среды и величину пористости. Обычно эти значения определяются по данным керна и на основании исследований в скважине с учетом атрибутов сейсморазведки. Численный расчет позволяет воссоздать поле упругих колебаний по заданным параметрам пористой модели и сравнить с реальным сейсмическим разрезом,

проверяя таким образом корректность определения породы-коллектора на качественном и количественном уровне.

Проведена обработка реального сейсмического разреза с использованием приближения Прони и преобразования Фурье. Построение разрезов из «трасс», составленных из вычисленных значений спектров, позволило выявить зону с явно выраженной лакуной. Установлено, что лакуна соответствует зоне повышенного содержания углеводородов, что в свою очередь связывается с повышенной неоднородностью (трещиноватостью/пористостью, флюидонасыщенностью) среды.

В работе развиты способы создания моделей трещиноватых и пористых сред, позволяющие получать сопоставимые с лабораторными данными характеристики сейсмических полей в этих средах.

В диссертации показано, что явное описание определенных структурных неоднородностей среды – пор и трещин при численном моделировании является простым и эффективным способом изучения их влияния на характеристики проходящих упругих волн.

Описывается созданная математическая модель трещиноватой среды, которая при моделировании сейсмического поля адекватно описывает характеристики распространения упругой волны через горные породы, содержащие трещины (**первое защищаемое положение**). Данная трещиноватая среда задается моделью изначально однородной среды с наложением случайно распределенных трещинам, каждая из которых представляет собой разрез конечной длины и (первоначально) нулевой толщины. Установлено соответствие между экспериментально обнаруженными изменениями спектра проходящей в образце песчаника волны и рассчитанным изменением спектра волн, прошедших через трещиноватый слой.

Предлагается способ создания математической модели пористой среды, при котором характеристики распространения упругой волны в такой среде соответствуют реальным свойствам сейсмических волн в пористых горных породах (**второе защищаемое положение**). Устанавливается, что пористая среда

может быть описана моделью однородного твердого скелета со случайно распределенными порами, каждая из которых представляет собой включение конечных размеров и состоит из одной или нескольких изометричных ячеек. Даны оценки влияния такой пористой структуры среды на амплитудно-частотные характеристики и продольную скорость распространения плоской упругой волны.

На основании первых двух защищаемых положений предложен алгоритм применения оконной обработки временных сейсмических разрезов для выделения зон повышенного поглощения сигнала (вероятных зон скопления УВ). При этом установлен характер изменения амплитудного спектра сейсмических трасс после прохождения волной трещиноватой и пористой зоны, построен алгоритм оконной фильтрации для выделения во временных разрезах зон затухания, проведен анализ временного разреза для продуктивной толщи терригенных отложений одного из месторождений Томской области. Таким образом, доказывается **третье защищаемое положение**, и утверждается, что разработан алгоритм применения оконной обработки временных сейсмических разрезов для выделения зон повышенного поглощения сигнала, проверенный на примере Двуреченского месторождения. Разработанный алгоритм может быть использован на стадии математической обработки данных сейсморазведки как один из сейсмических атрибутов, позволяющих локализовать и уточнить области повышенных значений фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Немирович-Данченко М.М. Возможности обнаружения множественной трещиноватости сплошной среды на основе оценки спектральной плотности энергии отраженного сигнала // Физ. мезомех. – 2013. – Т. 16. - № 1. – С. 105-110.
2. Сейсмическая стратиграфия: использование при поисках и разведке нефти и газа. Ч.1 / Под ред. Ч. Пейтона. – Москва: Мир, 1982. – 375 с.
3. Bagus Endar B. Nurhandoko, Pongga Dikdya Wardaya, John Adler, and Kisko R. Siahaan Seismic wave propagation modeling in porous media for various frequencies: A case study in carbonate rock Citation: AIP Conference Proceedings 1454, 109 (2012); doi: 10.1063/1.4730699
4. Bonnan S., Hereil P-L., Collombet F. Experimental characterization of quasi static and shock wave behavior of porous aluminum // Journal of applied physics. - 1998. - V. 83. - No. 11. -P. 5741-5749.
5. Алексеев А.С., Бабич В.М., Гельчинский Б.Я. Лучевой метод вычисления интенсивности волновых фронтов // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. - Л., 1961. - № 5. - С. 3-24.
6. Бабич В.М. Лучевой метод вычисления интенсивностей волновых фронтов в случае упругой неоднородной анизотропной среды // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. - Л.: Наука, 1961. - Вып. 5. - С. 36-46.
7. Дружинин А.Б., Айзенберг А.М. Асимптотические решения уравнений движения анизотропной среды // Геология и геофизика. 1990. № 6. С. 129-138.
8. Каштан Б.М., Ковтун А.А., Петрашень Г.И. Алгоритмы и методики вычисления полей объемных волн в произвольных анизотропных упругих средах // Распространение объемных волн и методы расчета волновых полей в анизотропных упругих средах. - Л.: Наука, 1984. - С. 248-282.
9. Trorey A.W. A simple theory for seismic diffractions // Geophysics. - 1970. - V. 35. - P. 762-784.

10. Hilterman F.J. Three-dimensional seismic modeling // *Geophysics*. - 1970. - V. 35. - P. 1020-1037.
11. Keller J.B. Geometrical theory of diffraction // *J. Opt. Soc. Am.* - 1962. - №52. № 2. - P. 175-188.
12. Молотков Л.А. Эффективная модель упругой анизотропной среды с трещинами, заполненными жидкостью // *Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн*. - Л.: Наука, 1990. - Т. 29. - С. 14-29.
13. Mikhailenko B.G., Korneev V.I. Calculation of synthetic seismograms for complex subsurface geometries by a combination of finite integral Fourier transforms and finite-difference techniques // *J. Geophysics*. - 1984. - N 54. - P. 195-206.
14. Orszag S.A. Comparison of pseudospectral and spectral approximation // *Stud. Appl. Math.* - 1972. - N 51. - P. 253-259.
15. Fornberg B. On a Fourier method for the integration of hyperbolic equations // *Soc. Industr. Appl. Math., J. Number. Anal.* - 1975. - N 12. - P. 509-528.
16. Бребия К., Теллес Ж., Вроубел Л. Методы граничных элементов. - М.: Мир, 1987.
17. Крауч С., Старфильд А. Методы граничных элементов в механике твердого тела. - М.: Мир, 1987. - 328 с.
18. Ahmad S., Rupani A.K. Horizontal impedance of square foundation in layered soil // *Soil dynamics and earthquake engineering*. - 1999. - V. 18. - P. 59-69.
19. Richtmyer R.D., Morton K.W. Difference methods for initial-value problems // *Wiley-Intersci.: New York*. - 1967. - 405 p.
20. Dai N., Kanasewich E.R., Vafidis A. Simulation of seismic wave in porous media // *62th Annual international meeting and exposition, society of exploration geophysicists, Expanded abstracts*. - 1992. - P. 1293-1296.
21. Virieux J. P-SV wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method // *Geophysics*. - 1986. - V. 57. - P. 889-901.
22. Holberg O. Computational aspects of the choice of operator and sampling interval for numerical differentiation in large-scale simulation of wave phenomena // *Geophysical prospecting*. - 1987. - V. 35. - P. 629-655.

23. Trefethen L.N. Group velocity in finite difference schemes // Society of industrial and applied mathematics review. - 1982. - V. 24. - P. 113-136.
24. Nielsen P., If F., Per Berg and Ove Skongaard Using the pseudospectral method on curved grids for 2D elastic forward modelling // Geophysical Prospecting. - 1995. - V. 43. - P. 369-395.
25. Lamb H. On the propagation of tremors over the surfase of an elastic solids // Phil. trans. roy. soc. of London. S. A. - 1904. - V. 203. - P. 1-42.
26. Смирнов В.И., Соболев С.Л. О применении нового метода к изучению упругих колебаний // Труды сейсмологического ин-та. - 1932. - № 20.
27. Огурцов К.И., Петрашень Г.И. Динамические задачи для упругого полупространства в случае осевой симметрии // Учен. зап ЛГУ. - 1951. - Вып. 24. - № 149. - С. 3-117.
28. Петрашень Г.И. О задаче Лэмба в случае упругого полупространства // Докл. АН СССР. - 1949. - Т. 64. - № 5. С. 649-652.
29. Алексеев А.С., Михайленко Б.Г. О задаче Лэмба для неоднородного полупространства // ДАН СССР. - 1974. - Т. 214. - С. 84-86.
30. Слепян Л.И. Нестационарные упругие волны. - Л.: Судостроение, 1972. - 374 с.
31. Эльдерханова О. Р., Дагаев И. Л. Закономерности распространения карбонатных коллекторов и ловушек углеводородов в пределах Прикаспийской впадины //Вестник Северо-Кавказского государственного технического университета. – 2010. – №. 4. – С. 39-43.
32. Левянт В. Б., Шустер В. Л. Проблемы поисков залежей нефти (газа) в массивных породах фундамента Западной Сибири //Экспозиция Нефть Газ. – 2010. – №. 2. – С. 7-9.
33. Кузнецов О. Л. и др. Эффективное решение основных задач сейсморазведки в сложных геологических условиях //Технологии сейсморазведки. – 2004. – №. 02. – С. 140-143.

34. Дьяконов Б.П., Кузнецов О.Л., Раевский Ю.Г., Файзуллин И.С., Чиркин И.А., Шлёнкин С.И. Патент РФ № 2008697. Способ сейсмической разведки горных пород.
35. О.Л.Кузнецов, Ю.А.Курьянов, И.А.Чиркин, С.И.Шленкин. Сейсмический локатор бокового обзора. М.: Геофизика, 2004 г., спец. выпуск 40 лет «Тюмен-нефтегеофизика». С. 17-22.
36. Поздняков В. А., Чеверда В. А., Ефимов А. С., Ледаев А. И., 2003, Построение сейсмических изображений с помощью многокомпонентных фокусирующих преобразований: Геофизика, Специальный выпуск «Технологии сейсморазведки-II», 173-176
37. Панкратов С. А., Петров И. Б. Исследование и поиск закономерностей в отклике сейсмосигнала в задачах сейсморазведки. Москва, «Моделирование и обработка информации» 2008, с 32-37.
38. Кремлев А. Н. и др. Прогноз коллекторов трещинно-кавернозного типа по рассеянным сейсмическим волнам //Seismic Technology. – 2008. – Т. 5. – №. 3. – С. 36-39.
39. Левянт В.Б., Моттль В.В., Ермаков А.С. Прогнозирование разуплотненных зон в кристаллическом фундаменте на основе использования рассеянной компоненты сейсмического поля. Москва, «Технология сейсморазведки» 2005, №3, с.56-61.
40. Козлов Е. А. Раздельное изображение зеркальных и рассеивающих геологических объектов по данным сейсморазведки. Технологии сейсморазведки. №2, 2004.
41. Левянт В. Б., Петров И. Б., Панкратов С. А. Исследование волнового отклика от субвертикальных мегатрещин нефтяных и газовых месторождений методом численного моделирования. Технология сейсморазведки, 2012. N2, С. 42-56.
42. Гольдин С. В., Поздняков В. А., Смирнов М. Ю., Чеверда В. А. Построение сейсмических изображений в рассеянных волнах как средство детализации сейсмического разреза // Геофизика. 2004. №2. С. 23–29.

43. Pozdniakov V.A. Reliable Imaging of Subseismic Object by Means of Focusing of Seismic Scattering Energy // Abstracts 69'th EAGE Conference and Technical Exhibition.- London: EAGE. 2007. O273. 5pp.
44. Поздняков В. А., Мерзликина А. С. Выделение деструктивных зон в карбонатных венд-рифейских отложениях Восточной Сибири //Журнал Сибирского федерального университета. Серия: техника и технологии. – 2011. – Т. 4. – №. 4. – С. 410-418.
45. Шленкин С.И. и др. Построение сейсмического изображения на основе фокусирующих преобразований исходных сейсмозаписей //Международный геофизический симпозиум. Резюме и тезисы технической программы. Киев. Т. 3, с. 53-58. 1991.
46. Тарасов Ю. А., Шленкин С. И., Раевский Ю.Г. и др. Грозный, ГНИ, Трансформация волнового поля по алгоритму ФПВ1985, 44 с. [Текст] (Деп. ВИНТИ, № 3053).
47. Дагаев И. Л., Мерзликина А. С. Использование рассеянных сейсмических волн для прогноза коллекторских свойств // Вестник Северо-Кавказского федерального университета. – 2009. – №. 4. – С. 19-23.
48. Левянт В. Б., Тронов Ю. А., Шустер В. Л. Использование рассеянной компоненты сейсмического поля для дифференциации кристаллического фундамента на коллекторские и монолитные зоны //Геофизика. – 2003. – №. 3. – С. 17-26.
49. Поздняков В. А. и др. Построение сейсмических изображений с помощью многокомпонентных фокусирующих преобразований //Геофизика. – 2003. – №. Спец. выпуск. – С. 173-176.
50. Поздняков В. А., Сафонов Д. В., Шиликов В. В. Прогноз распространения зон трещиноватости по данным 3D-сейсморазведки в пределах Юрубчено-Тохомской зоны //Seismic Technology. – 2009. – Т. 6. – №. 1. – С. 85-90.
51. Левянт В. Б., Петров И. Б., Панкратов С. А. Исследование характеристик продольных и обменных волн отклика обратного рассеяния от зон

- трещиноватого коллектора // *Seismic Technology*. – 2009. – Т. 6. – №. 2. – С. 3-11.
52. Гадолин А.В. Выводы всех кристаллографических систем и их подразделений из одного общего начала. - Л.: Изд-во АН СССР, 1954. - 157 с.
53. Будаев В.С. Корни характеристического уравнения и классификация упругих анизотропных сред // *Известия АН СССР. МТТ*. - 1978. - № 3. - С. 33-40.
54. Crampin S.A. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic media // *Wave motion*. - 1981. - V 3. - P. 343-391.
55. Петрашень Г.И. Распространение волн в анизотропных упругих средах. - Л.: Наука, 1980. - 280 с.
56. Молотков Л. А., Бакулин А. В. Эффективная модель слоистой упруго-жидкой среды как частный случай модели Био // *Математические вопросы теории распространения сейсмических волн. Записки научных семинаров ПОМИ*. - 1995. - Т. 230. - С. 172-195.
57. Дьелесан Э., Руайе Д. Упругие волны в твердых телах. Применение для обработки сигналов. Пер. с франц./Под ред. В.В. Леманова. - М.: Наука. 1982, - 424 с.
58. J. Duffy, R. Mindlin Stress-strain relations and Vibrations of a granular medium//*J. Appl. Mech.* – №24. – 1957. – p. 585-593.
59. Biot M. A. *Mechanics of incremental deformations*. New York, John Wiley & Sons, Inc. - 1965.
60. Френкель Я.И. К теории сейсмических и сейсмоэлектрических явлений во влажной почве // *Известия Академии наук СССР. Серия географическая и геофизическая*. - Т. VIII. - № 4. - С. 133-149.
61. Gassman F. Elastic waves through a packing of spheres // *Geophysics*. - 1951b. - V. 16. - P. 673-685.
62. Walsh J.B. The effect of cracks on the compressibility of rock // *J. Geophysics Res.* - 1965. - V. 70. - P. 381-389.
63. Mavko G., Mukerji T. Seismic pore space compressibility and Gassmann`s relation // *Geophysics*. - 1995. - V. 60. - No. 6. - P. 1743-1749.

64. Егоров Г.В. Нелинейное взаимодействие продольных сейсмических волн в пористых флюидонасыщенных средах // Геология и геофизика. - 1995. - Т. 36. - № 5. - С. 110-117.
65. Jaumann G. Geschlossenes System physikalischer und chemischer Differentialgesetze //Sitzungsberichte Akad. Wiss. Wien, Pa. – 1911. – С. 385-530.
66. Прагер В. Введение в механику сплошных сред //М.: Изд-во иностр. лит. – 1963. – Т. 312. – С. 12.
67. Жермен П. Курс механики сплошных сред. Общая теория. - М.: Высшая школа, 1983. - 399 с.
68. Svendsen B., Hutter K., Laloui L. Constitutive models for granular materials including quasi-static frictional behaviour: toward a thermodynamic theory of plasticity //Continuum Mechanics and thermodynamics. – 1999. – Т. 11. – № 4. – С. 263-275.
69. Wu W. Non-linear analysis of shear band formation in sand //International journal for numerical and analytical methods in geomechanics. – 2000. – Т. 24. – №. 3. – С. 245-263.
70. Березин Ю. А., Гольдин С. В. Сейсмические волны в сыпучих грунтах в рамках гипопластической модели //Физическая мезомеханика. – 2003. – Т. 6. – № 1.
71. Бондарев В. И. Основы сейсморазведки: учебное пособие для вузов. – Екатеринбург: Изд-во УГГТА, 2003. – 332 с.
72. Птецов С. Н. и др. Прогнозирование зон трещиноватости в карбонатных резервуарах по данным 3D сейсморазведки, специальным методам ГИС, КЕРНА и ГДИ //Geomodel 2010-12th EAGE science and applied research conference on oil and gas geological exploration and development. – 2010.
73. Бондарев В. И., Крылатков С. М., Курашов И. А. Использование DSR-уравнения для разделения компонент сейсмического волнового поля //Geomodel 2010-12th EAGE science and applied research conference on oil and gas geological exploration and development. – 2010.

74. Сейсмический локатор бокового обзора // Электронный ресурс. – Режим доступа: <http://www.geosys.ru/index.php/slbo.html> (дата обращения 15.03.2013)
75. Поздняков В. А. и др. Построение сейсмических изображений с помощью многокомпонентных фокусирующих преобразований // Геофизика. – 2003. – №. Спец. выпуск. – С. 173-176.
76. Курьянов Ю. А. и др. Опыт использования поля рассеянных сейсмических волн для прогноза зон нефтегазонасыщения // Seismic Technology. – 2008. – Т. 5. – №. 1. – С. 61-69.
77. Глубоковских С. М., Рок В. Е., Караев Н. А. Сравнение результатов физического моделирования распространения сейсмических волн в порово-трещиноватых геологических средах с эффективными сейсмоакустическими моделями // Geomodel 2010-12th EAGE science and applied research conference on oil and gas geological exploration and development. – 2010.
78. Козлов Е. А. и др. Изображение рассеивающих объектов, маскируемых зеркальными отражениями // Geomodel 2004-6th EAGE science and applied research conference on oil and gas geological exploration and development. – 2004.
79. Иноземцев А. Н. и др. Современные технологии построения глубинно-скоростных моделей сред и глубинной миграции данных трехмерной сейсморазведки // Приборы и системы разведочной геофизики. – 2003. – Т. 6. – №. 4. – С. 13-14.
80. Гурвич И.И., Боганик Г.Н. Сейсмическая разведка: 3-е изд., переработанное. – Москва, Недра, 1980. – 551 с.
81. Корягин В.В., Сахаров Ю.П. Математическое моделирование в сейсморазведке. – М.: Наука, 1988. – 156 с.
82. Немирович-Данченко М.М. Возможности обнаружения множественной трещиноватости сплошной среды на основе оценки спектральной плотности энергии отраженного сигнала / М. М. Немирович-Данченко // Технологии сейсморазведки, – 2009. – № 4. – С. 32 – 36.
83. Бондарев В.И. Сейсморазведка: Учебник для вузов. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. – 690 с.

84. Гогоненков Г.Н. Расчет и применение синтетических сейсмограмм. – М.: Недра, 1972. – 140 с.
85. Поданева Д.С. Алгоритм построение пластовой модели среды с согласованием данных наземной сейсморазведки и скважинной сейсморазведки // Технология Microsoft в теории и практики программирования. – Томск, 2012. – 112 с.
86. Nielsen P. Numerical modelling of seismic waves: on the elimination of grid artifact // Norsk Hydro Research Center. – №5020. – Bergen, Norway, 1994. – 47 p.
87. Говоров С.С., Аксакалова Ю.С., Савинов А.В. Прогноз областей развития трещинных коллекторов в карбонатных отложениях // Первая Всероссийская заочная конференция "Проблемы повышения газонефтеотдачи месторождений на завершающей стадии их разработки и эксплуатации ПХГ", Северо-Кавказский государственный технический университет, 2005.
88. Сейсмическая стратиграфия. Использование при поисках и разведке нефти и газа / под редакцией И.Пейтона. – М., Мир, 1982. – Ч.1. – 375 с.
89. Немирович-Данченко М. М., Стефанов Ю. П. Применение конечно-разностного метода в переменных Лагранжа для расчета волновых полей в сложнопостроенных средах // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 11. – С. 95-104.
90. Pyrak-Nolte L.J. Fracture anisotropy: the role of fracture-stiffness gradients // The Leading Edge — 2007. — V. 26. — №9. — P. 1124–1127.
91. Дугаров Г.А. Оценка эффективных параметров сред с ориентированными трещинами в модели линейного проскальзывания по данным об анизотропии скоростей и поглощения сейсмических волн : Автореф... дис. канд. физ-мат. наук. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. – 18 с.
92. Стефанов Ю. П. Численное моделирование процессов деформации и разрушения геологических сред //Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. д. физ.-мат. н. Томск. – 2008.
93. Харкевич А.А. Спектры и анализ. - М.: Государственное издательство технико-теоретической литературы, 1957. - 236 с.

94. Марпл-мл. С. Л. Цифровой спектральный анализ и его приложения: Пер. с англ. – М.: Мир, 1990.- 584 с.
95. Pyrak-Nolte L. J., Myer L. R., Cook N. G. W. Anisotropy in seismic velocities and amplitudes from multiple parallel fractures //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1990. – Т. 95. – №. В7. – С. 11345-11358.
96. Li X., Zhong L., Pyrak-Nolte L. J. Physics of partially saturated porous media: Residual saturation and seismic-wave propagation //Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 2001. – Т. 29. – №. 1. – С. 419-460.
97. Ошкин А. Н. Изучение распространения упругих волн в средах с цилиндрической симметрией методами лабораторного моделирования : дис. – М.: МГУ, 2009.-118 с.
98. Ивакин Б. Н. Методы моделирования сейсмических волновых явлений. – М.: Наука, 1969. – 287 с.
99. Жукова Т.М. Методика моделирования волновых полей в неоднородных средах на основе численного решения прямой динамической задачи сейсморазведки : Дис. ... канд. техн. наук. – М.: УлГТУ, 1984. – 193 с.
100. Немирович-Данченко М.М. Модель гипоупругой хрупкой среды и ее применение в сейсмике : Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. – Новосибирск, 2004. – 217 с.
101. Немирович-Данченко М. М. Численное моделирование трехмерных динамических задач сейсмологии //Физическая мезомеханика. – 2002. – Т. 5. – №. 5.
102. Nurhandoko B. E. B. et al. Seismic wave propagation modeling in porous media for various frequencies: A case study in carbonate rock //AIP Conference Proceedings. – AIP, 2012. – Т. 1454. – №. 1. – С. 109-112.
103. Козловский Е. А., Агошков М. И. Горная энциклопедия в пяти томах: Кенган-Орт. – Советская энциклопедия, 1984. – Т. 3.
104. Конторович В.А., Соловьев М.В., Калинина Л.М., Калинин А.Ю. Роль мезозойско-кайнозойской тектоники в формировании залежей углеводородов

в южных частях каймысовского свода и нюрольской мегавпадины// Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 8, с. 1075-1091.

105. Уилкинс М.Л. Расчет упругопластических течений // Вычислительные методы в гидродинамике. - М.: Мир, 1967.
106. Немирович-Данченко М.М. Модель гипоупругой хрупкой среды: применение к расчету деформирования и разрушения горных пород// Физическая мезомеханика -1998.- Т.1.- №2