



НОВЫЕ ПОДХОДЫ В ОПТИМИЗАЦИИ РАСЧЕТА ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ, СВЯЗАННЫХ НЕПОСРЕДСТВЕННО С ВЫДЕЛЕННОЙ ЦЕЛЕВОЙ ОБЛАСТЬЮ СЕЙСМИЧЕСКОГО ОТКЛИКА

А.В. Шалашников¹, Д.Б. Фиников¹, Н.И. Хохлов², А.М. Иванов²

¹ООО «Сейсмотек»,

121205, Москва, Инновационный центр «Сколково», Большой бульвар, 42/1, оф. 1.110, Россия,

²Московский физико-технический институт,

141701, Московская область, г. Долгопрудный, Институтский переулок, 9, Россия,

e-mail: a.shalashnikov@seismotech.ru

В статье описана методика расчета волнового поля отраженных волн определенного типа переотражения от локализованных целевых объектов среды. Особенностью метода является параметрическое объединение оператора продолжения волнового поля, рассчитываемого посредством послойного пересчета на базе интеграла Кирхгофа и конечно-разностного оператора отраженных волн. Исследования осуществляются ООО "Сейсмотек" при грантовой поддержке Фонда "Сколково".

Методика послойного пересчета волнового поля посредством интеграла Кирхгофа; моделирование волнового поля разностным оператором; поляризация фильтрация; угловые глубинные сейсмограммы

NEW APPROACHES IN OPTIMIZATION OF CALCULATION OF WAVE FIELDS DIRECTLY RELATED TO THE SELECTED TARGET AREA OF SEISMIC RESPONSE

A.V. Shalashnikov¹, D.B. Finikov¹, N.I. Khokhlov², A.M. Ivanov²

¹Seismotech Ltd,

Bolshoy bulvar, 42/1, office 1.110, Skolkovo Innovation Center, Moscow, 121205, Russia,

²Moscow Institute of Physics and Technology, Institutskiy per., 9, Dolgoprudny,

Moscow region, 141701, Russia,

e-mail: a.shalashnikov@seismotech.ru

The article describes the method of calculating the wave field of reflected waves of a certain type of re-reflection from localized target objects. A special feature of the method is the combination of the wave field continuation operator calculated by means of layer-by-layer recalculation based on the Kirchhoff integral and the finite-difference operator of reflected waves. Parameterization of the wave field continuation operator type is determined on the basis of the frame effective depth-velocity model. The research is carried out by Seismotech, Ltd under the grant support of "Skolkovo" Foundation.

Boundary integral wavefield transformation; finite-difference modelling methods; polar filtering; AVA-gathers

ВВЕДЕНИЕ

Задача моделирования сейсмических волновых полей – важный многоцелевой инструмент для различных этапов работы с сейсмическими данными. Лучевое моделирование зачастую используется при планировании геометрии системы наблюдений и выборе оптимальных параметров отстрела. Также кинематическое моделирование может быть использовано для проверки структурных гипотез в сложных средах, когда на этапе решения обратной кинематической задачи уверенное присутствие синфазностей на глубинных мигрированных сейсмограммах общей точки изображения и качество их «спрямленности» допускает определенную вариативность в их пикировке и поведении структурного горизонта.

Результаты динамического моделирования призваны верифицировать методики решения обратных динамических задач, имеющие определенное отношение к инверсии упругих параметров. Но, как правило, полноволновое моделирование упругих и неупругих динамических полей в практике обработки и интерпретации сейсмических данных не имеет места ни до, ни после этапов инверсии и восстановления упругих параметров. Это происходит по следующим причинам:

1. Слишком долго. Для корректной работы с динамикой реальных данных трехмерность поля может быть существенным фактором. Для целевых областей, имеющих «тонкую» структуру ~ 10–30 м, требуется выполнение моделирования на высоких частотах, с которыми различного рода сеточным алгоритмам расчета волновых полей трудно справляться, особенно при наличии зон малых скоростей продольных и поперечных волн.
2. Трудно из полученной волновой картины выделить то, что обусловлено целевой областью модели.

Пусть 3D-моделирование все же выполнено (при максимальном соблюдении законов природы и близости оптических свойств восстановленной ГСМ к реальной, вообще говоря, неизвестной модели среды). Тогда мы имеем еще один набор данных, в котором есть все непонятное бесконечное множество волн со всеми преломленными, обменными, кратными, внутренними кратными, интерференцией волн внутри пачек слоев и пр. И этот набор данных также предстоит обработать для получения динамической информации, связанной, зачастую, с малой целевой областью и слоем.

Таким образом, для верификации результатов инверсии требуется моделирование (3D) и обработка синтетического поля, что, как правило, очень ресурсоемко. Может быть, это было бы оправданно, если в итоге такого удорожания были бы получены определенные устойчивые результаты. Но задача моделирования может и подтвердить, и опровергнуть решение, полученное на этапе обратной задачи, более-менее удовлетворяющее ограничениям и предположениям метода, находясь в поисковом классе. Из чего можно сделать вывод, что такие восстановленные параметры или физически не реализуемы, или сочетание геометрии системы наблюдений вкпе с оптическими свойствами принятой глубинно-скоростной модели среды (ГСМ) не позволяет обеспечить необходимую точность. Поэтому проекты трехмерного полноволнового моделирования на данное время являются большой редкостью.

В данной работе хотелось бы сделать шаги навстречу преодолению описанных выше сложностей. Ранее в работах [Каплан и др., 2016; Фиников, Шалашников, 2013], в которых описывался комплекс программ трансформации волновых полей, предлагалось использование методики послойного «перепогружения» в прямом или обратном времени. Решались, например, такие задачи, как погружение источников и приемников на фиксированный горизонт в используемой ГСМ с целью упрощения волновой картины и анализа кинематической структуры волн, трехмерное моделирование волны заданного кода (описание схемы прохождения и переотражения от интерфейсных горизонтов, смены типа поляризации). Мы опускаем здесь подробное описание алгоритмов, отметим лишь, что в основном они базируются на способах продолжения волновых полей, изложенных в классической монографии [Петрашень, Нахамкин, 1973], а многие формулы для расчета динамических параметров основаны на результатах, полученных в книге [Петрашень, 1980] и приведенных в главе «Справочника геофизики» [Подъяпольский, 1966].

На идеологическом уровне методика послойного пересчета представляет собой пример реализации обобщенных конечных элементов, когда оператор внутри достаточно существенной области рассчитывается не очень сложно за счет слабых вариаций оптических свойств среды, что допускает использование аппарата асимптотических локальных решений для реализации численного расчета. А на границах этих областей производится «объединение» данных и оператора переноса, реализуемого областью или слоем, т. е. пространственное интегрирование данных с применением определенных кинематических подвижек, весовых функций, различных фильтров и т. д.

Описываемый подход, таким образом, представляет собой настраиваемый граф или конструктор из элементов описания последовательности «движений» поля, а также последовательности смены типа поляризации волны и сопутствующей последовательности применения или не применения динамических параметров на границах слоев.

Возможность применения или не применения различного рода специфических динамических преобразований, например, эмулирующих неупругие эффекты, имеет отдельную ценность. Так, с точки зрения оценки свойств миграционных преобразований, компенсирование геометрического расхождения данных в целевых областях на определенной геометрии системы наблюдений – возможность параметрического управления динамикой, связанной с переходом волн через границу разрыва акустических импедансов, – представляется полезным свойством. Например, использование такого моделирования с коэффициентом отражения 1 позволяет оценивать потери энергии на ответе миграции.

Также хотелось бы заметить, что с точки зрения моделирования данная методика сравнима с лучевым методом. Мы считаем только такие поля, какие хотим и «заказываем». Уместно вспомнить, как о лучевом методе писал один из его создателей, академик А.С. Алексеев: «Вместе с В.М. Бабиным нам удалось разработать достаточно общий метод исследования динамики волн – так называемый лучевой метод. Этот метод активно используется в сейсморазведочных исследованиях при поиске нефти и газа и в сейсмологии. Это очень удобный аппарат расчета, может быть, не всегда точный, но в целом он

помогает разобраться в структуре волнового поля. Можно расчленить волны при расчетах. Когда появились универсальные численные методы, на машинах считалось все поле. Как в природе. Оно запутано, интерференционно – неизвестно, какая и откуда пришла волна. А вот в технологии исследования с помощью лучевого метода удастся разделять волны, анализировать по одиночке [Шпак, 1998].

Современное изложение многих результатов лучевой теории можно прочитать в относительно недавней монографии [Бабич, Киселев, 2014].

Способ послойного пересчета – следующий по сложности алгоритм после лучевого метода, обладающий теми же достоинствами, но позволяющий учесть и некоторые не лучевые эффекты (например, дифракции на криволинейных границах). Он оперирует не с лучами, а фронтами волн, и поэтому, с точки зрения динамических свойств рассчитанных волновых полей, интегральная методика обладает существенными преимуществами. Методика имеет преимущества и с точки зрения структурной стабильности волновой картины в относительно сложной ГСМ.

Техника моделирования волновых полей интегральными операторами также имеет давнюю историю. Она развивалась в монографии [Клем-Мусатов, 1980], и за несколько десятилетий им и сотрудниками его лаборатории были получены важные результаты. К.Д. Клем-Мусатов с соавторами уделяли много внимания тонким вопросам динамики и изучению дифракций (исторический очерк можно найти в [История развития института..., 2010]), мы же здесь ставим акцент на свойствах операторов переносить динамические особенности полей без искажений. Здесь важны многие численные вопросы реализации алгоритмов, на которых останавливаться не будем (это большая и отдельная тема), а продемонстрируем эти возможности на содержательных примерах.

Особенно важно, по нашему мнению, то, что создан инструмент для моделирования трехмерных данных, позволяющий работать в разумной дискретности и обеспечивать требуемую точность и широкий спектр рассчитанного волнового поля.

Для наглядности приведем простой пример расчета отраженных PP -, PSV -, PSH -волн (среда была неизотропна и $V_{SV} \neq V_{SH}$) от некоторой «негладкой» границы (рис. 1).

В отличие от лучевого моделирования, интегральное решение устойчиво относительно гладкости или шероховатости интерфейсных границ (лучи не разлетятся).

Имея уверенность в структурной стабильности волновой картины (т. е. «лучи» в среде не заблудятся и не потеряются), моделирование на базе интегральных преобразований можно использовать для проверки различного рода структурных гипотез при решении обратных кинематических задач (например, идентификация наличия или отсутствия зон тени в сложных сейсмологических условиях соляно-купольной тектоники).

В контексте данной работы все же главным достоинством такого моделирования является свойство, которое мы называли свойством трансферности.

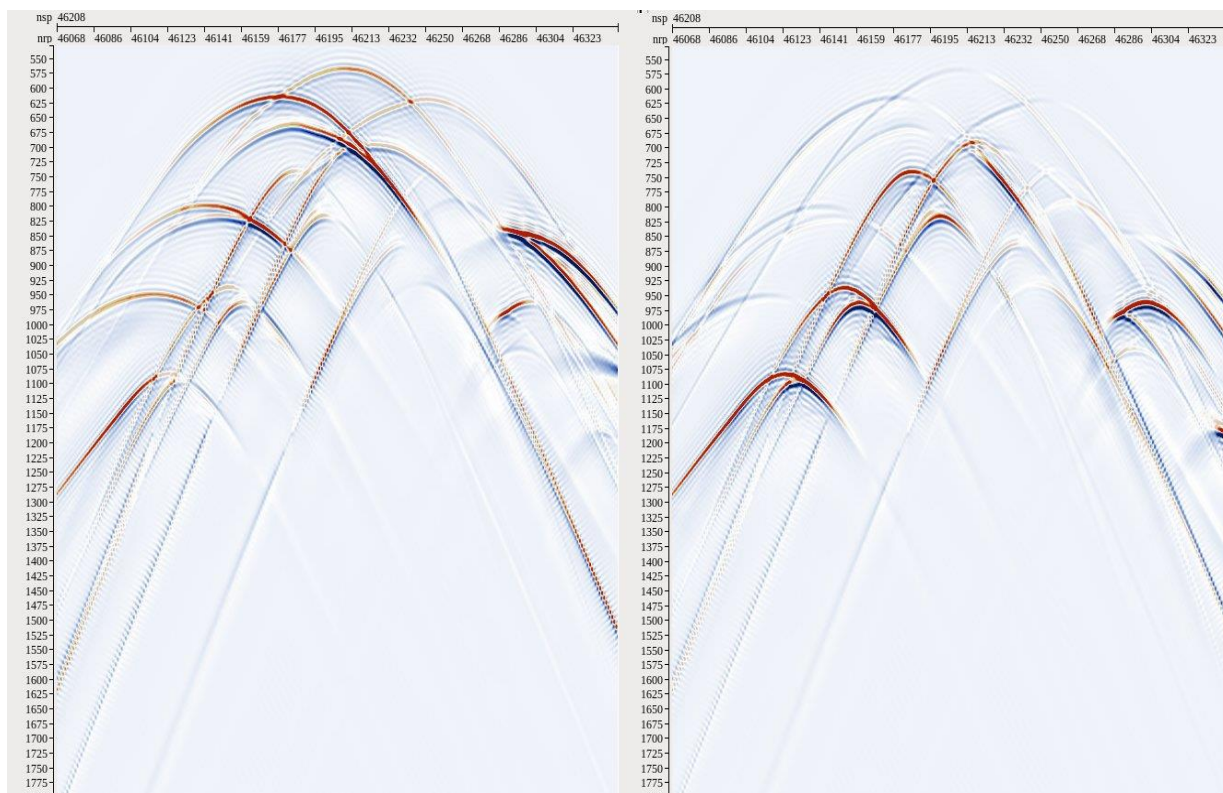


Рис. 1. Слева поле всех волн Z-компонента, справа поле всех волн X-компонента

СВОЙСТВО ТРАНСФЕРНОСТИ МЕТОДА ПОСЛОЙНОГО ПЕРЕСЧЕТА

Важным свойством методики послойного пересчета волновых полей является возможность решения задачи получения сейсмического отклика от некоторой целевой области, рассчитанного каким-либо «сторонним» способом («включения» этого отклика в ответ моделирования). Последовательность интегральных преобразований позволяет на некотором промежуточном этапе вовлечь «внешний» оператор реакции среды в решение посредством пространственного интегрирования функции источника на границе целевой области с некоторым оператором реакции этой области, рассчитанным на заданный базис входных функций источника. Сказанное означает, что в методике есть возможность переноса некоторого решения волнового уравнения через используемую эффективную ГСМ на заданную геометрию наблюдений. Эту особенность методики называем свойством трансферности.

Следовательно, эта техника позволяет генерировать гибридные решения, когда отклик от выделенной целевой области формируется некоторым специальным образом, а «перенос» поля через «динамически нецелевую» часть эффективной ГСМ выполняет последовательность операторов послойного пересчета.

Примером такого моделирования может служить так называемая демиграция набора целевых слоев в некоторой заданной эффективной модели среды по некоторой модели сейсмического отклика (например, по ответу миграции). Из точки ПВ на кровле демигрируемого пласта рассчитывается прямая волна. Далее с учетом функции Грина и динамики прямой волны производится пространственное

интегрирование глубинных AVA-разверток с учетом угла падения прямой волны в каждую глубинную точку (при заданном поле отражающих нормалей) на условные регулярные приемники, расположенные на кровле целевого демигрируемого слоя. Далее полученное поле продолжается послойным пересчетом на нужную геометрию наблюдений на рельефе. Приведем пример некоторой трехмерной сейсмограммы. На рис. 2 показаны примеры демиграции реальных сейсмограмм. Отклик моделировался от набора из 25 эффективных слоев, но здесь крупно показан фрагмент верхней части, в расчете которого участвовало 8 слоев.

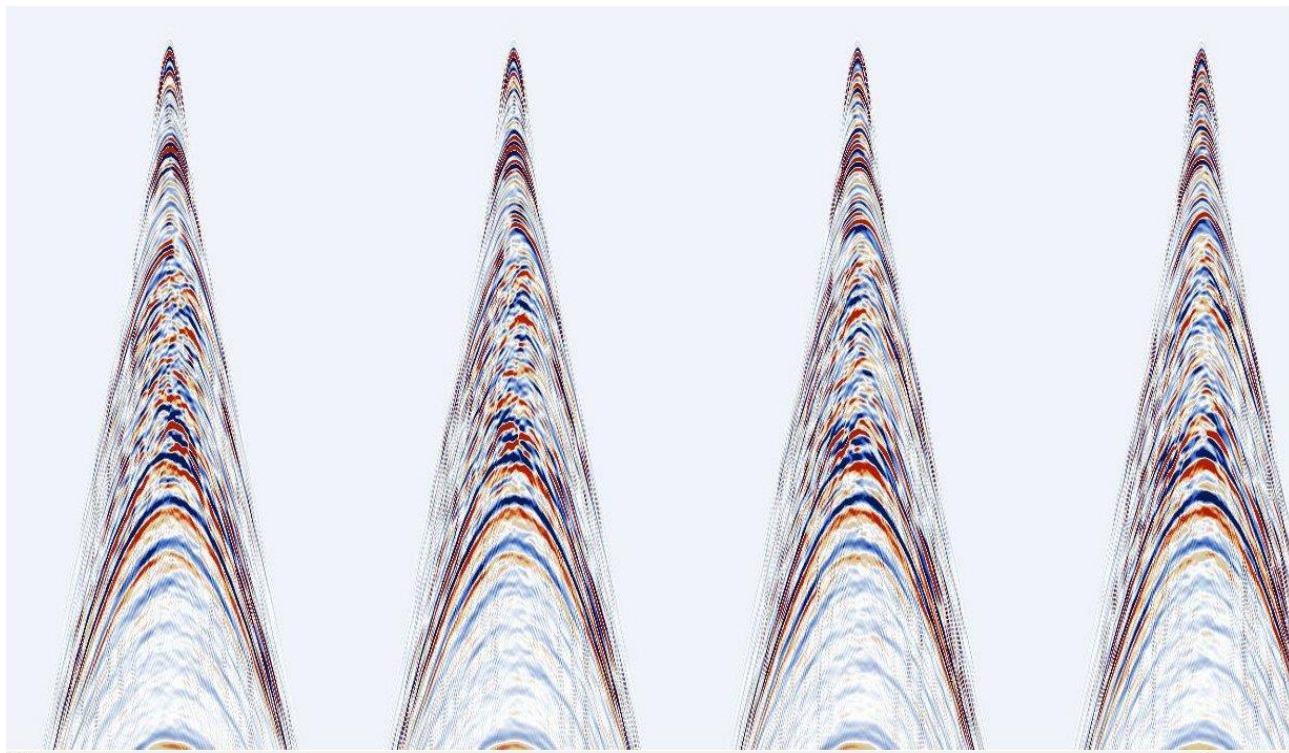


Рис. 2. Сечения некоторой трехмерной синтетической демигрированной сейсмограммы. Отклик на данном фрагменте моделировался от набора из 8 эффективных слоев

Приводим такой пример для того, чтобы, во-первых, показать еще одно приложение методики послойного пересчета интегральными операторами («демиграция» становится популярным инструментом в самых разнообразных приложениях способов построения сейсмических изображений), во-вторых, подчеркнуть, что «демиграция» – это, по существу, задача моделирования и, будучи реализована в технике послойного пересчета, позволяет получать образ сложного волнового поля.

Отметим также, что решения для отклика целевого слоя, коллектора, некоторой пачки слоев могут быть получены из самых разных соображений, это зависит от решаемой задачи. Например, если последующая задача динамической инверсии волнового поля решается в предположении некоторой специальной модели связи отраженного поля и свойств упругих параметров (отсутствие внутренних кратных, конкретная модель зависимости амплитуды отражения от угла падения, отсутствие коэффициента прохождения через внутренние границы целевой пачки и т. п.), и если мы хотим

разобраться отдельно с компенсацией оптических свойств модели и влияния геометрии наблюдений, чтобы проверить, насколько процедуры обработки исказили динамику, то представляется эффективным для модели волнового поля использовать такую прямую задачу, на которую будет рассчитываться обратная в процессе динамической инверсии. В любом случае было бы полезно иметь некоторый набор решений для формирования отклика от целевой динамической структуры.

ПОСТРОЕНИЕ ГИБРИДНОГО РЕШЕНИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛЯ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН ОТ ТОНКОЙ ДИНАМИЧЕСКОЙ ПАЧКИ СЛОЕВ НА БАЗЕ КОНЕЧНО-РАЗНОСТНОГО ОПЕРАТОРА ВОЛНОВОГО УРАВНЕНИЯ И МЕТОДА ПОСЛОЙНОГО ПЕРЕСЧЕТА

Разумеется, наиболее распространенным решением для формирования сейсмического отклика является расчет полей отраженных волн разностными операторами. Мы уже отмечали, что способ послойного пересчета интегральными операторами позволяет учитывать некоторые не лучевые эффекты, оперирует не с лучами, а фронтами волн.

Однако метод не применим при описании рассеянных волн и прочих явлений волновой сейсмики. Подход позволяет интерпретировать отклики структур неоднородностей месторождений в виде суперпозиций отраженных волн, чего не всегда достаточно при анализе полевых данных.

Другой метод заключается в численном решении волнового уравнения в области распространения сейсмических волн. При достаточно точных расчетах этот подход значительно превосходит лучевой метод по соответствию результатов моделирования реальным данным. Главным преимуществом данных методик перед лучевым подходом является более точное описание откликов от структур неоднородностей, при образовании которых волновая природа сейсмических волн играет важную роль. В сейсморазведке рассматривается широкий круг упругих волн. Рассмотрим их основные типы [Kennett, 2009]. Прежде всего, это продольные волны (*P-wave*) и поперечные или сдвиговые волны (*S-wave*). На границах полупространств возникают поверхностные волны Рэлея. В случае упругого слоя на упругом полупространстве могут возникать поверхностные волны Лява. В случае слоистых сред возникают обменные волны. Еще один тип волн – Релея-Лэмба – возникают на границах раздела сред (контактные границы). В случае контакта между твердым телом и жидкостью возникают волны Стоунли (скважинные волны). Волны, аналогичные волнам Маха в газодинамике, – головные – возникают в случае контакта двух сред. При многократном переотражении от границы раздела сред возникают кратные волны. В случае огибания волной неоднородности возникают дифракционные волны. Волны, которые прошли препятствие, например, резервуар, называются проходящими волнами. С глубиной возрастает скорость звука и появляются рефрагированные упругие волны. При прохождении волны через множество неоднородностей возникают рассеянные волны. Волны Крауклиса – волны, распространяющиеся в трехслойных моделях, в случаях, когда средний слой заполнен флюидом [Korneev, 2011]. Все рассмотренные типы волн учитываются при использовании сеточных методов решения волнового уравнения. При применении прямых методов решения волнового уравнения, модель среды (геологическая) аппроксимируется, используя численные сетки, представляется в виде дискретизированного набора заданного числа точек. Сегодня, благодаря быстрому развитию численных

методов и многопроцессорных вычислительных систем, стало возможным решать существенно более сложные задачи сейсмической разведки, причем без каких-либо осреднений и вспомогательных предположений, учитывать структуру исследуемых грунтов, в частности, присутствие в ней неоднородных включений: трещин, флюидонасыщенности, каверн, слоистости, карстовых образований. Однако перечисленные выше сложности моделирования волновых полей для низкоскоростных сред, плотной системы трехмерных наблюдений, больших объемов сред остаются принципиальными, и это определяет актуальность получения гибридных решений.

Приведем описание технологии включения тонкой пачки слоев в некоторую эффективную модель среды. Не теряя общности, будем использовать латерально однородную структуру динамических слоев, которые будут нашими целевыми отражателями. Окружим целевую пачку некоторым «облекающим» слоем, кровлю которого допустимо считать локально плоской. С точки зрения конечно-разностного оператора, внешность «облекающего» слоя будет однородной, а на границах расчетной области будут использованы поглощающие PML-слои, чтобы от них не было отражений. Для формирования сейсмического отклика нам понадобится поток сейсмограмм ОПВ с плотным расположением приемников и чуть менее плотной системой расположения источников на границе приведения – границе «облекающего» слоя.

Мы используем для демонстрации технологии латерально однородную структуру динамических слоев, поэтому в силу симметрии нам нужна только одна плотная сейсмограмма ОПВ.

ПВ и ПП расположены на локально-плоской кровле «облекающего» слоя, поэтому через разложение на плоские волны можно произвести поляризационную фильтрацию ОПВ-сейсмограмм для разделения *PP*- и *PS*-волн (мы в данной ситуации собираемся работать с откликом *PP*-волн, но, в принципе, также можно работать и с *PS*-волнами) и компенсации т. н. «obliquity-factor» (т. е. снятие направленности приемника).

Далее мы формируем поток ОПП-сейсмограмм, который будет пространственно интегрирован с полем прямой волны, рассчитанной послойным пересчетом на кровлю облекающего слоя. Таким образом, мы получаем поле отраженных волн от источника на поверхности от целевой пачки слоев, зарегистрированное на кровле «облекающего» слоя.

Далее опять же послойным пересчетом трансформируем это поле на заданную (в нашем случае достаточно регулярную) систему наблюдений на свободной поверхности через заданную эффективную ГСМ.

Полученное временное поле нам будет интересно с точки зрения возможности восстановления миграцией динамических свойств, определяемых упругими свойствами отражающих границ, а также близости динамики отклика, рассчитанного посредством конечно-разностного оператора, к динамике отклика, определяемой посредством приближения Борна. В последнем случае коэффициенты отражения рассчитываются, исходя из системы уравнений на непрерывность смещений и напряжений при падении плоской волны, на длине которой свойства среды до и после границы разрыва локально однородны.

Заметим, что такого рода эксперимент был бы интересен также в условиях немного смещенной оценки ГСМ, используемой при миграции синтетического поля, для верификации устойчивости динамических параметров восстановленной пачки относительно допустимой вариативности эффективной

ГСМ. Также интерес представляет собой динамические искажения восстановленной пачки, связанные с геометрией системы наблюдений, например, узкая азимутальность расположения приемников, даже в случае 2,5D среды, приводит к искажению динамики за счет неохвата необходимой зоны Френеля на поле приемников при миграции, в зависимости от целевой области эффект искажения динамики может быть разным.

В данной работе мы такое исследование не проводим, а только демонстрируем методологию. Показываем возможности компенсации преобразованием Кирхгофа действия операторов послыного пересчета и конечно-разностного. Демонстрируем восстановленные в результате атрибутивной миграции [Шалашников, Фиников, 2018] угловые развертки в сравнении с синтетическими угловыми развертками, соответствующими заданной динамической пачке в условиях борновского приближения.

НЕКОТОРЫЕ ВАЖНЫЕ АСПЕКТЫ ЦЕЛЕВОЙ ОТРАЖАЮЩЕЙ ПАЧКИ

Вообще говоря, для моделирования было бы интересно задавать действительно «тонкие» структуры. Для этого, во-первых, требуется работать на довольно высоких частотах и задавать для конечно-разностного оператора внутри «облекающего» слоя мелкую расчетную сетку (и уметь выдерживать частотный диапазон на послыном пересчете). А во-вторых, в идеальном случае, в качестве функции источника для конечно-разностных сейсмограмм иметь максимально широкий Band-Pass импульс, если мы хотим работать с широким спектром и разрешать интерференцию слоев.

Это важные условия расчета волновых полей внутри целевой области, которые определяют, что мы в принципе с этим полем потом сможем сделать.

При использовании сеточных методов важным параметром является дискретизация расчетной области. Она должна быть достаточно подробная для описания «тонких» неоднородностей и фронта сейсмических волн, распространяющихся в геологической породе. Здесь мы ставили задачу получить волновую картину в широком (до 150 Гц) диапазоне частот.

Однако мы ограничились простой структурой среды, сведя задачу к осесимметричному случаю, и решали, по сути, двумерную систему уравнений, что позволило существенно расширить возможности по пространственной дискретизации. Это важный и востребованный практикой частный случай: интересующий объект имеет простую симметричную структуру, а вмещающая среда – сложный существенно трехмерный объект.

В работе [Kristek et al., 2009] рассматривалась система уравнений линейной теории упругости. В осесимметричном случае в цилиндрических координатах ее можно записать в виде

$$\rho u_t^r = \frac{1}{r} \left(r \sigma^{rr} \right)_r + \sigma_z^{rz} - \frac{1}{r} \left(r \sigma^{r\theta} \right)_r + \sigma_r^{\theta\theta},$$

$$\rho u_t^z = \frac{1}{r} \left(r \sigma^{rz} \right)_r + \sigma_z^{zz},$$

$$\sigma^{rr} = \lambda \left(\frac{1}{r} \left(r u^r \right)_r + u_z^z \right) + 2\mu u_r^r,$$

$$\sigma^{rz} = \mu(u_z^r + u_r^z),$$

$$\sigma^{\theta\theta} = \lambda\left(\frac{1}{r}(ru^r)_r + u_z^z\right) + 2\mu\frac{1}{r}u^r,$$

$$\sigma^{zz} = \lambda\left(\frac{1}{r}(ru^r)_r + u_z^z\right) + 2\mu u_z^z.$$

Здесь u^r и u^z – радиальная и вертикальная компоненты вектора смещения; $\sigma^{rr}, \sigma^{rz}, \sigma^{\theta\theta}, \sigma^{zz}$ – компоненты тензора упругих напряжений. Нижние индексы обозначают дифференцирование. Введением симметричных конечно-разностных аппроксимаций производных был реализован конечно-разностный метод на сдвинутой сетке со вторым порядком точности по времени и восьмым по пространству. Для использования максимально небольшой расчетной области требовалось использование эффективных неотражающих граничных условий. В данной работе рассматривается сверточный PML (CPML) [LeVeque, 2002]. Данный тип PML появился позже первоначально введенного split-field PML (SPML) и является более эффективным по памяти и простым в реализации. Более подробно классификация видов PML представлена в [Roden, Gedney, 2000]. Проведены тестовые расчеты, в ходе которых получены волновые картины (рис. 3) в разные моменты времени. Использование такого типа граничных условий позволило уменьшить амплитуду волны на два порядка при прохождении через PML слоя толщиной в 10 узлов.

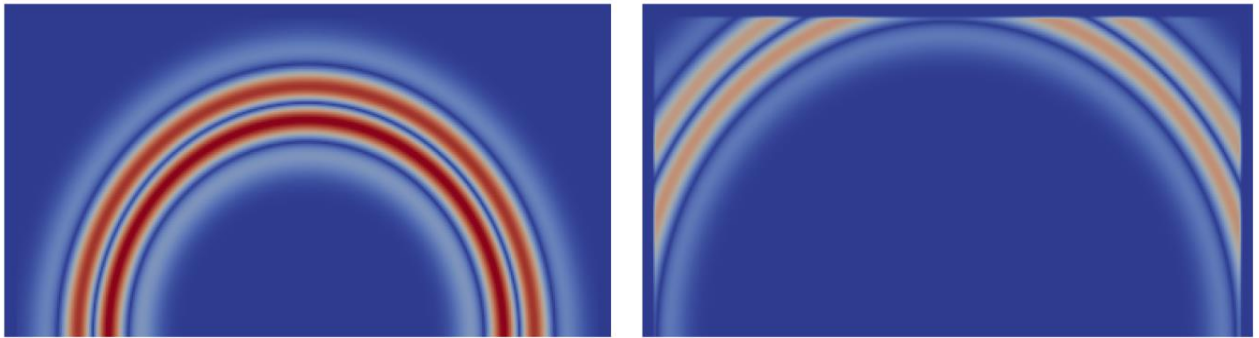


Рис. 3. Волновая картина до и после достижения границы, ось симметрии внизу

Для задания импульса с достаточно широким спектром использовался импульс Ормсби (Ormsby wavelet) [Ryan, 1994]:

$$f(t) = \left(\frac{f_4^2}{f_4 - f_3} \text{sinc}^2(f_4 t) - \frac{f_3^2}{f_4 - f_3} \text{sinc}^2(f_3 t) \right) - \left(\frac{f_2^2}{f_2 - f_1} \text{sinc}^2(f_2 t) - \frac{f_1^2}{f_2 - f_1} \text{sinc}^2(f_1 t) \right),$$

в работе использовались параметры $f_1 = 5, f_2 = 10, f_3 = 100, f_4 = 150$ Гц, что позволило получить спектр импульса практически в виде ступеньки (рис. 4).

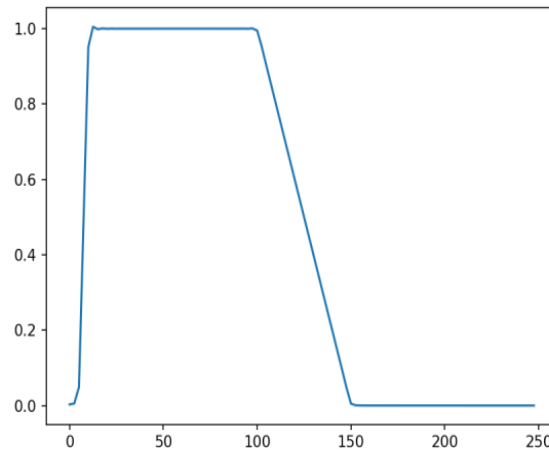


Рис. 4. Спектр импульса Ормсби с параметрами $f_1 = 5, f_2 = 10, f_3 = 100, f_4 = 150$ Гц

На рис. 5 приведен пример расчетной сейсмограммы, полученной данным методом.

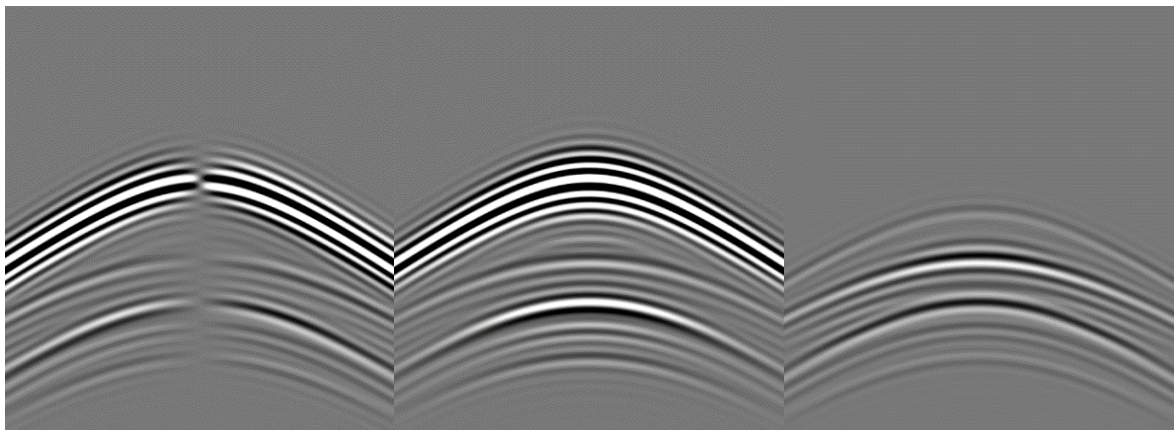


Рис. 5. Сейсмограмма отклика от тонкослойной структуры. Слева направо – компоненты вектора смещений u^x, u^y, u^z

Использование данного подхода позволило существенно сократить время получения расчетной сейсмограммы, на рабочей станции средней производительности время расчета занимало не более часа. Конечно, на современных распределенных вычислительных ресурсах для сравнительно узких по вертикальной координате интервалов можно ставить и более общие задачи, чем в демонстрируемом здесь примере.

ПРАКТИЧЕСКИЙ ПРИМЕР

Рассмотрим применение данной технологии в некоторой «реальной» эффективной модели с некоторого морского проекта.

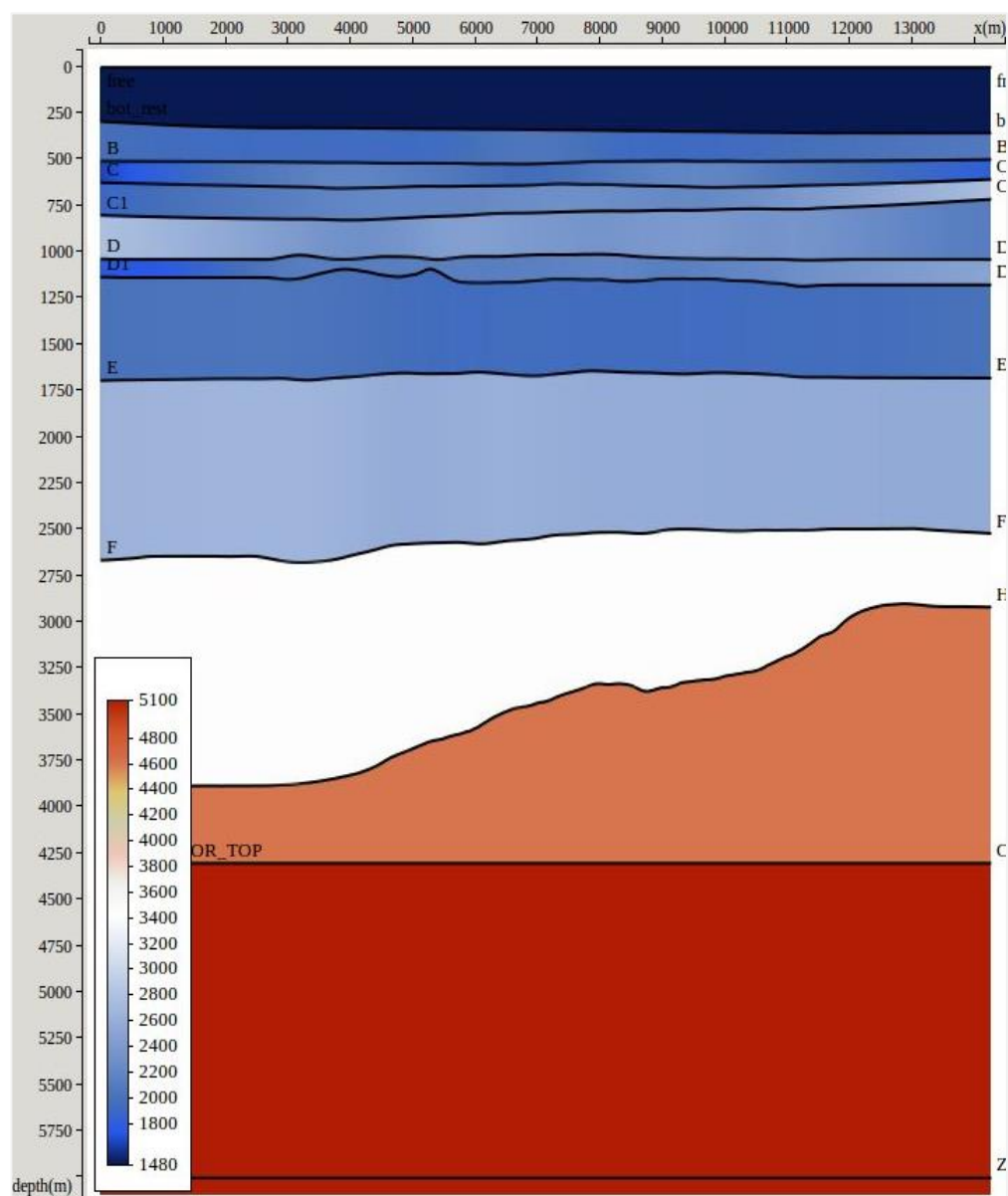


Рис. 6. Эффективная восстановленная ГСМ. Кровля «облекающего» слоя — COLLECTOR_TOP. Вся толщина облекающего слоя была задана 700 м

Вглубь модели «поместим» некоторую структуру, отклик которой мы будем изучать. Для примера проведем три эксперимента и определим три подобные структуры, отличающиеся динамическими параметрами.

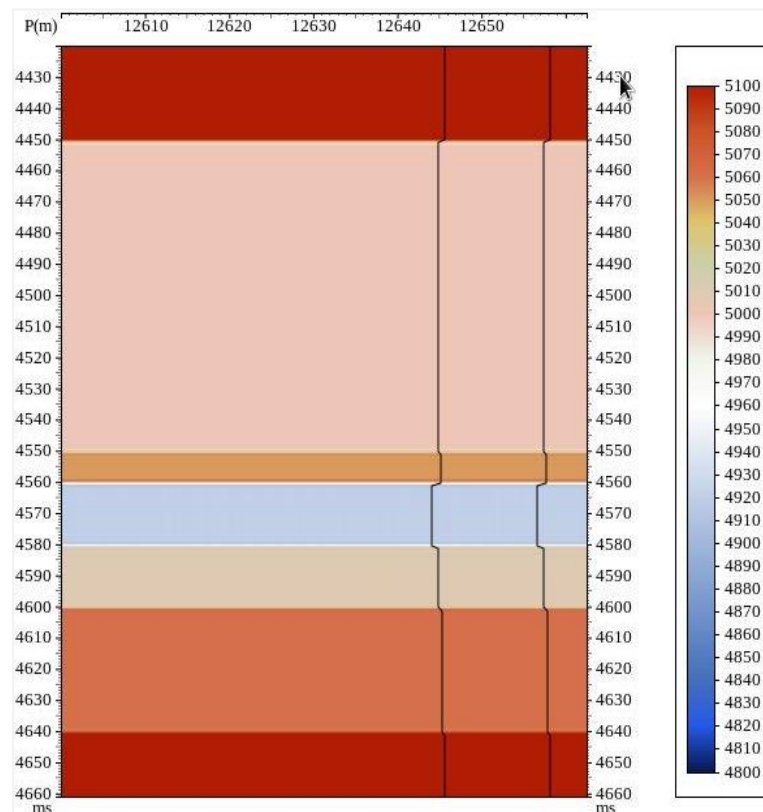


Рис. 7. Слабоконтрастная по V_p -пачка. $V_s = 0.6 * V_p$

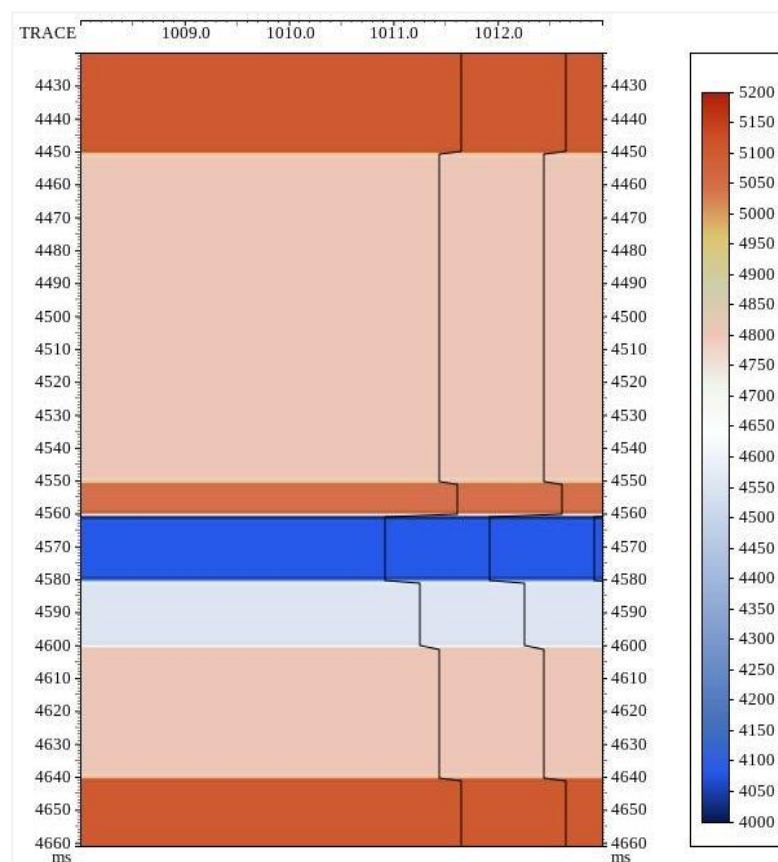


Рис. 8. Контрастная по V_p -пачка. $V_s = 0.6 * V_p$

Третья структура отличается от контрастной V_p -пачки пониженным уровнем соотношения $V_s/V_p = 0.3$. Для этих трех структур рассчитывались модельные трехмерные сейсмограммы ОПВ. Шаг дискретизации ПП – 2 м, частотный диапазон – до 125 Hz. Выносы ± 700 м по X/Y .

Продemonстрируем работу поляризационного фильтра – выделение отраженных PP -волн с компенсацией «obliquity-factor» на примере сейсмограммы от слабоконтрастной структуры (рис. 9).

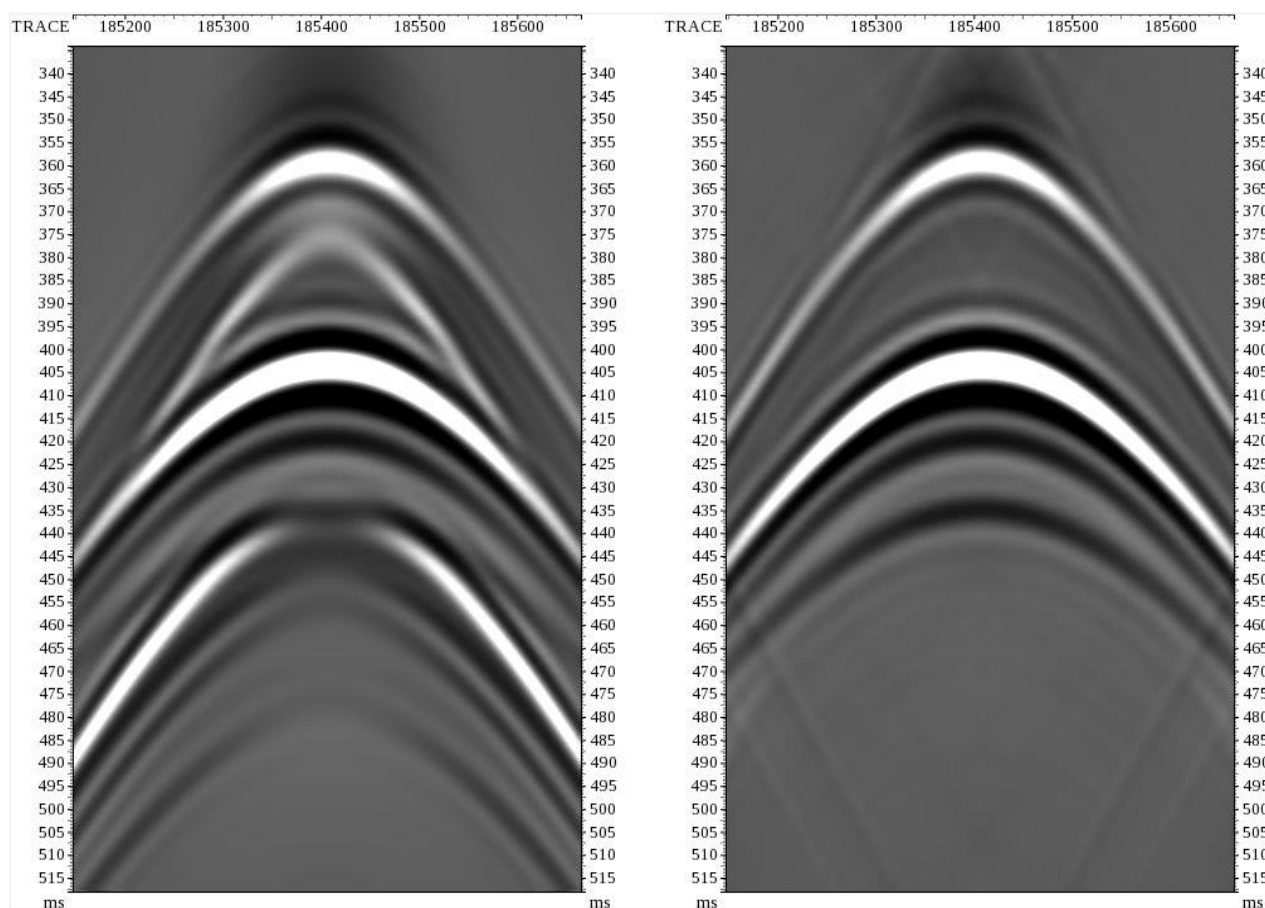


Рис. 9. Слева – центральное сечение синтетической трехмерной сейсмограммы от слабоконтрастной структуры – Z-компонента. Справа – результат работы поляризационного фильтра – фильтрации PS -волн и компенсация «obliquity-factor»

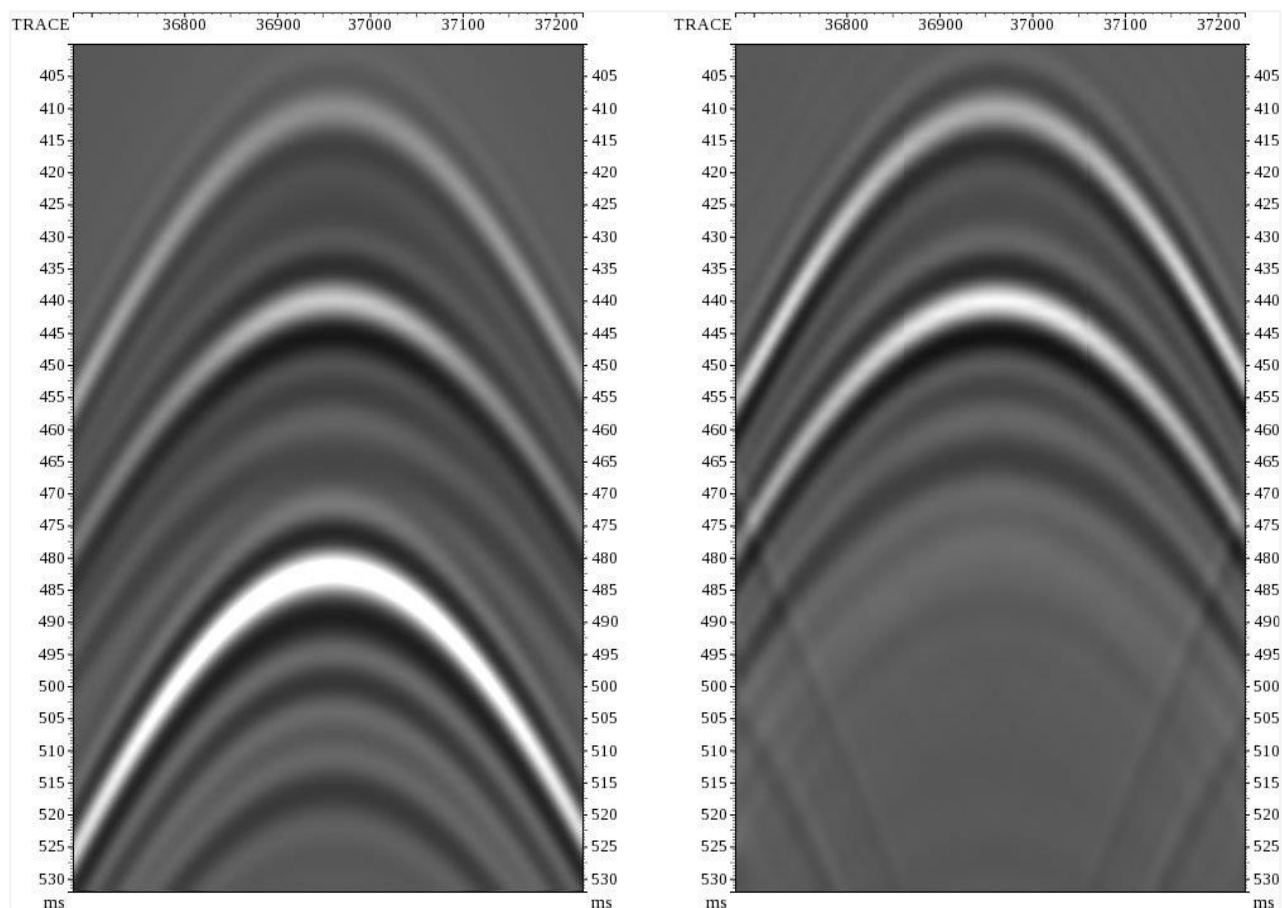


Рис. 10. Слева – сечение, удаленное на 500 м от центрального синтетической трехмерной сейсмограммы от слабоконтрастной структуры – Z-компонента. Справа – результат работы поляризационного фильтра: выделения *PS*-волн и компенсация «obliquity-factor»

Продemonстрируем сравнение динамики рассчитанных сейсмограмм на центральном сечении для контрастной пачки с соотношением (зачастую неизвестным!) $V_s/V_p = 0.6$ и $V_s/V_p = 0.3$. Как видно, в первом случае много энергии перераспределяется на обменные волны, которые еще хорошо интерферируют с *PP*-волнами.

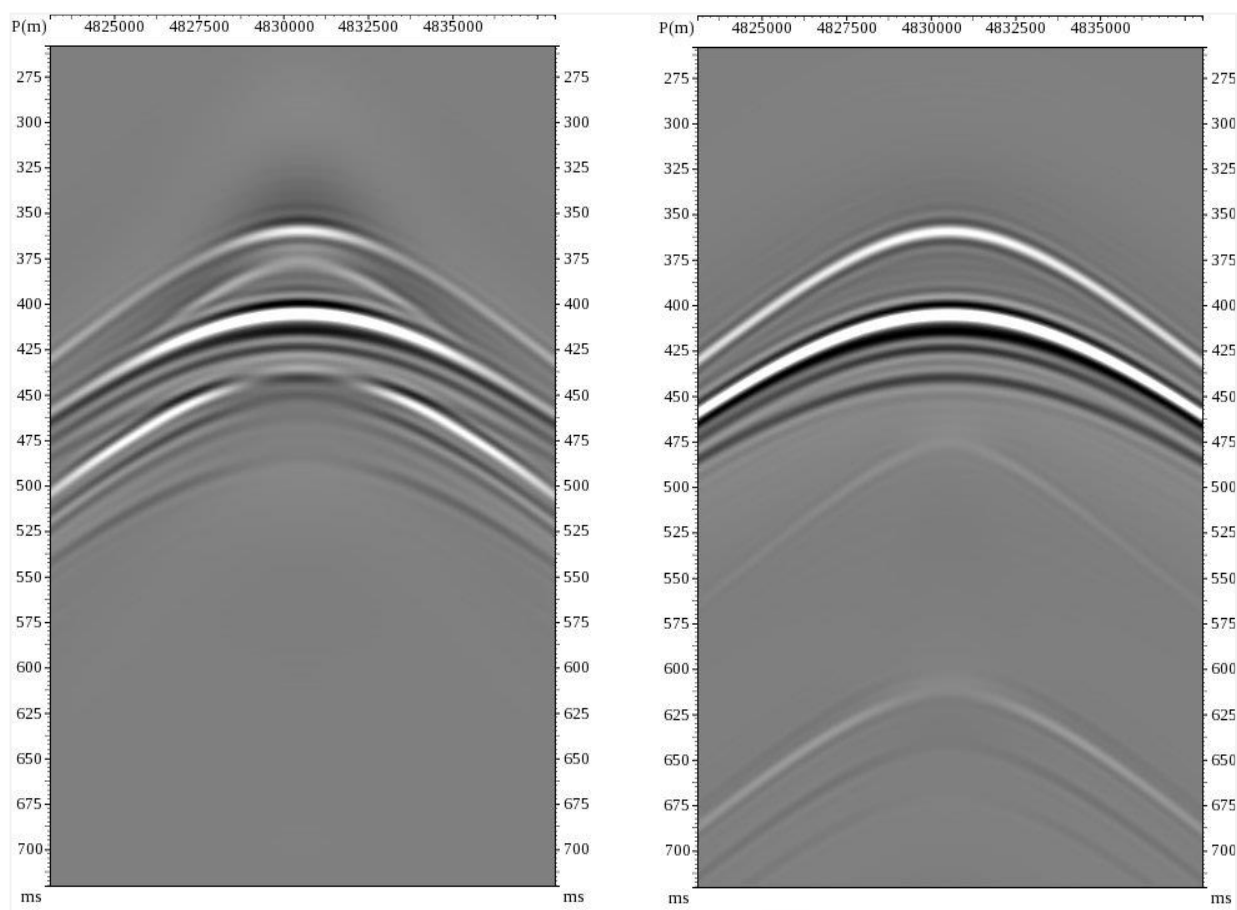


Рис. 11. Слева – Z-компонента центрального сечения трехмерной сейсмограммы от контрастной структуры с большими скоростями поперечных волн $V_s/V_p = 0.6$. Справа – Z-компонента центрального сечения трехмерной сейсмограммы от контрастной структуры с малыми скоростями поперечных волн $V_s/V_p = 0.3$

После фильтрации обменных волн и компенсации «obliquity-factor», и организации потока сейсмограмм ОПП рассчитываем из ПВ на свободной поверхности прямую волну методом послойного пересчета. Далее производим пространственное интегрирование на кровле «облекающего» слоя прямой волны с синтетическими поляризованными сейсмограммами ОПП от целевой структуры. Далее послойным пересчетом продолжаем поле отраженных волн с кровли «облекающего» слоя на свободную поверхность. Для сопоставления кинематической структуры волнового поля от контрастной целевой пачки горизонтов с полями отраженных волн от интерфейсных горизонтов эффективной ГСМ произведем послойное моделирование с динамическими параметрами, определяемыми скачками V_p на эффективной модели (плотности=1, $V_s = 0$). Пример суммарной ОПВ сейсмограммы в центре профиля представлен на рис. 12.

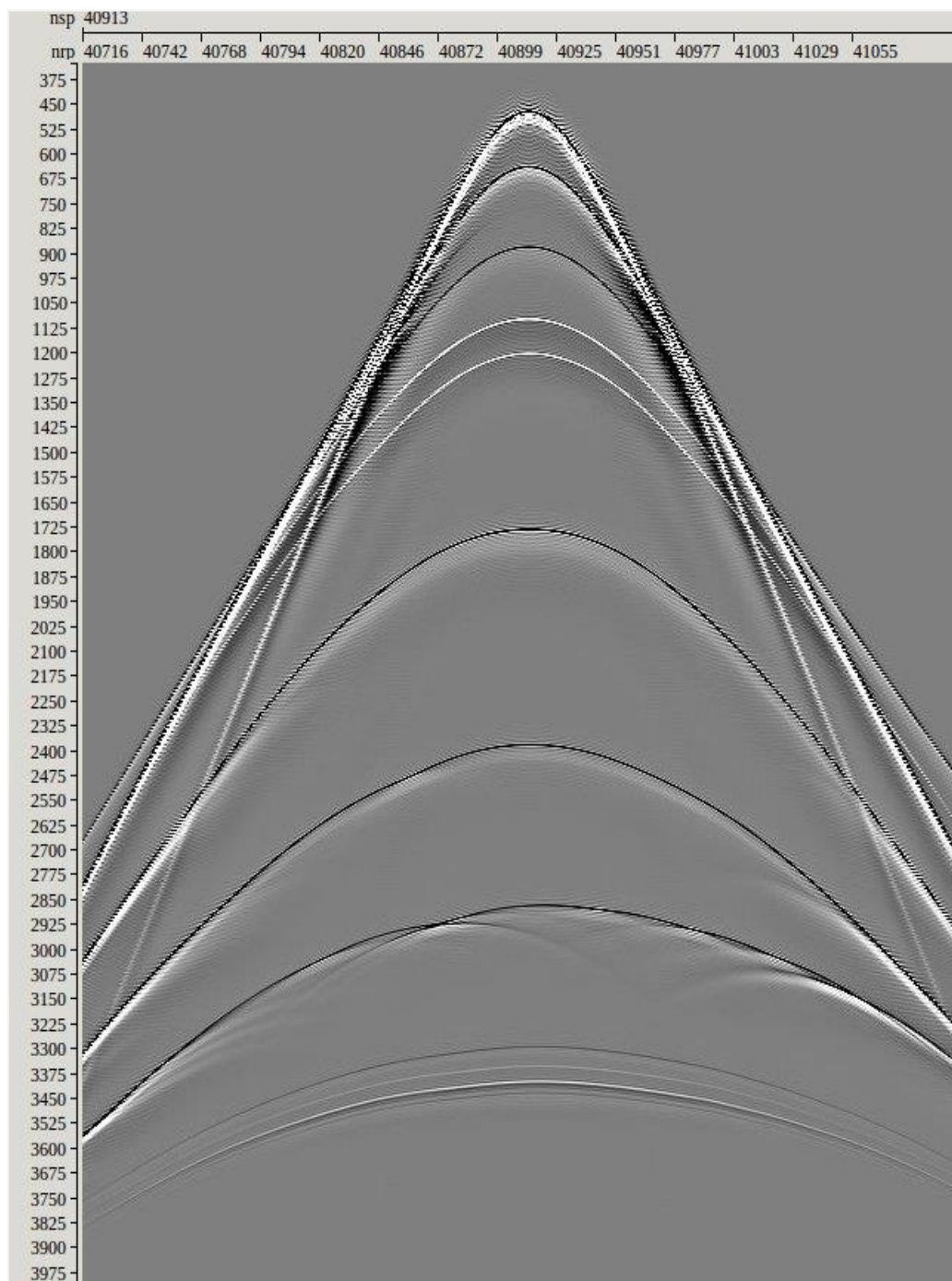


Рис. 12. Включение контрастной структуры в эффективную глубинно-скоростную модель. Суммарная сейсмограмма отраженных *PP*-волн

Спектр всех рассчитанных полей выдерживался в широком диапазоне до 125 Hz.

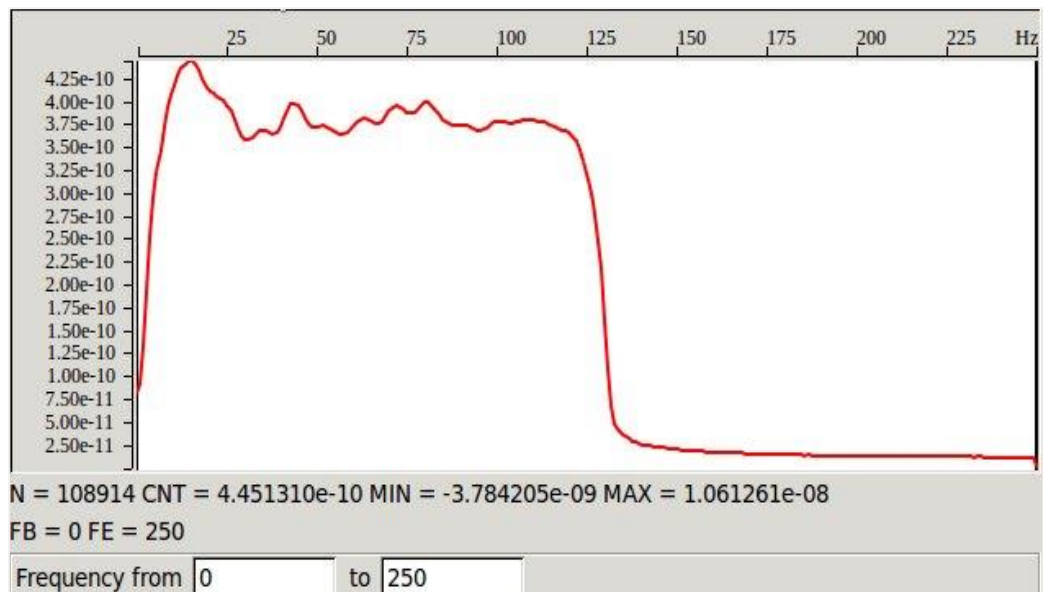
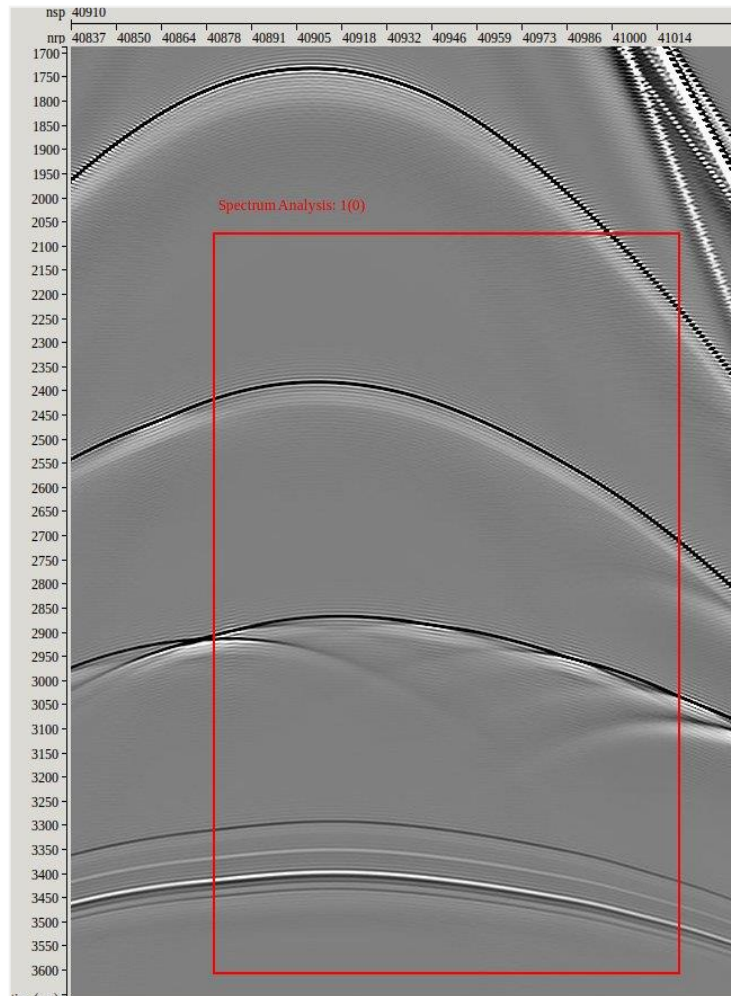


Рис. 13. Оценка амплитудного спектра рассчитанных сейсмограмм

Приведем разрезы суммарных равных удалений для включенной контрастной структуры.

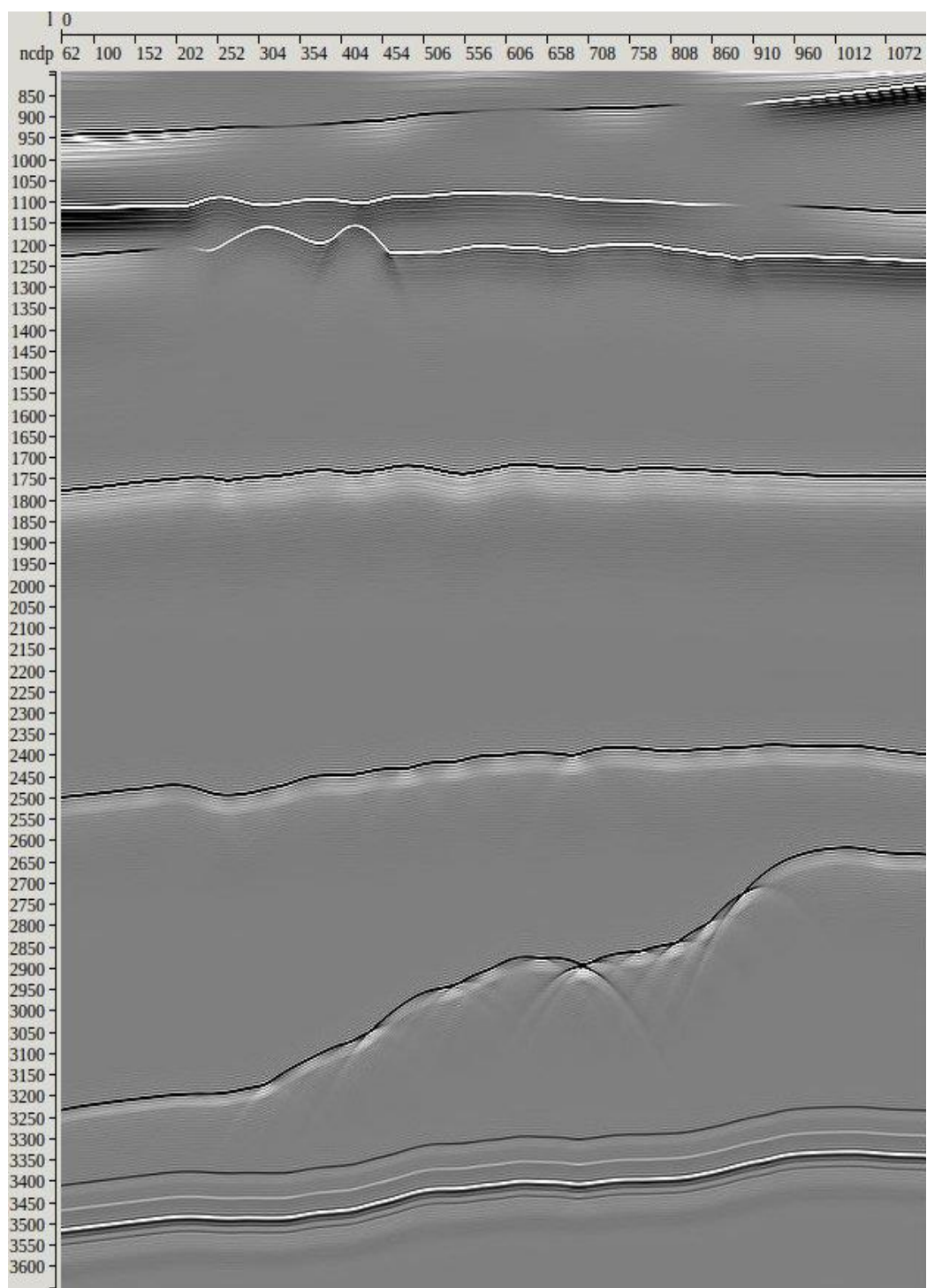


Рис. 14. Включение контрастной структуры в эффективную глубинно-скоростную модель. Разрез нулевого удаления

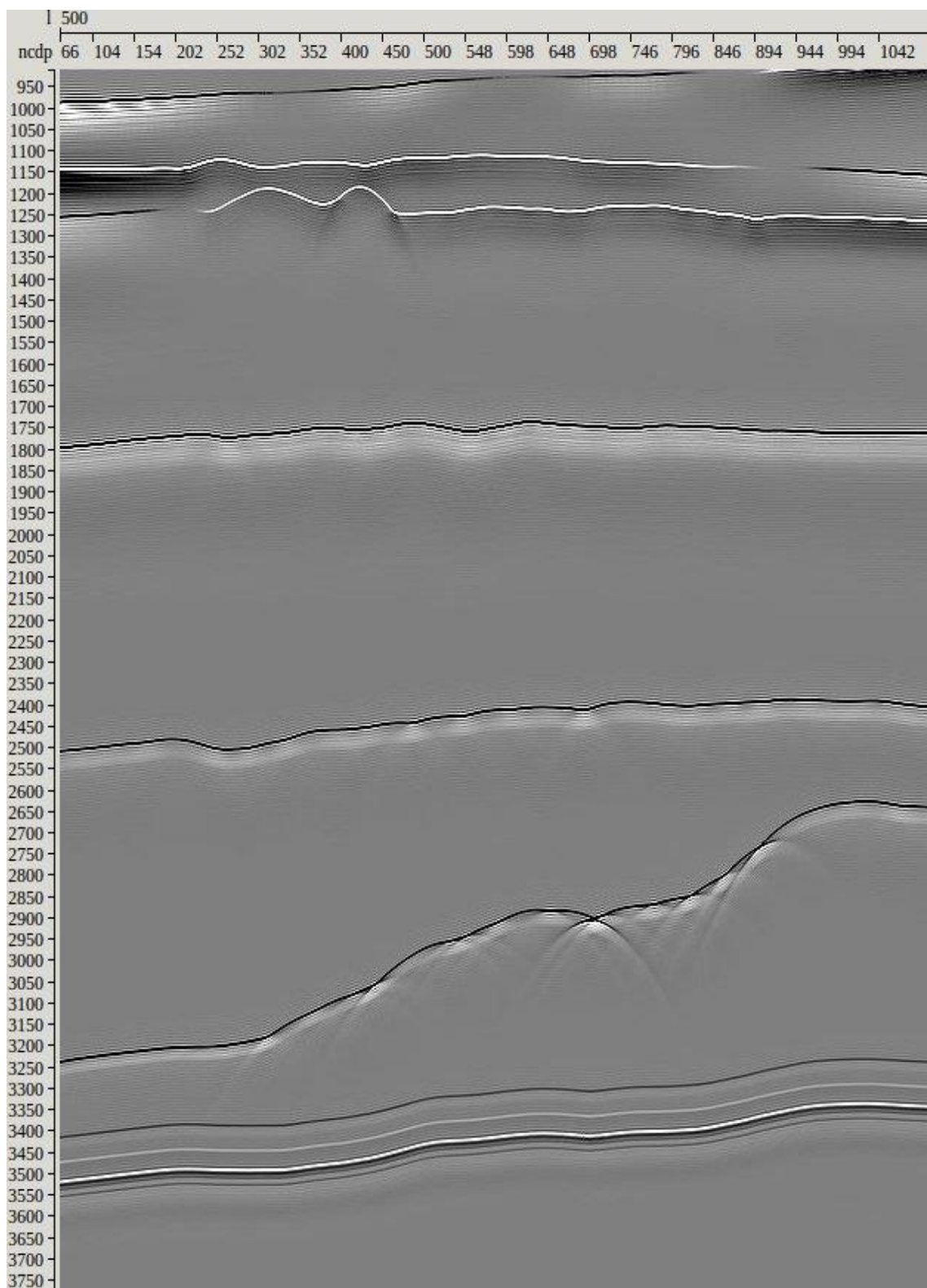


Рис. 15. Включение контрастной структуры в эффективную глубинно-скоростную модель. Разрез удаления 500 м

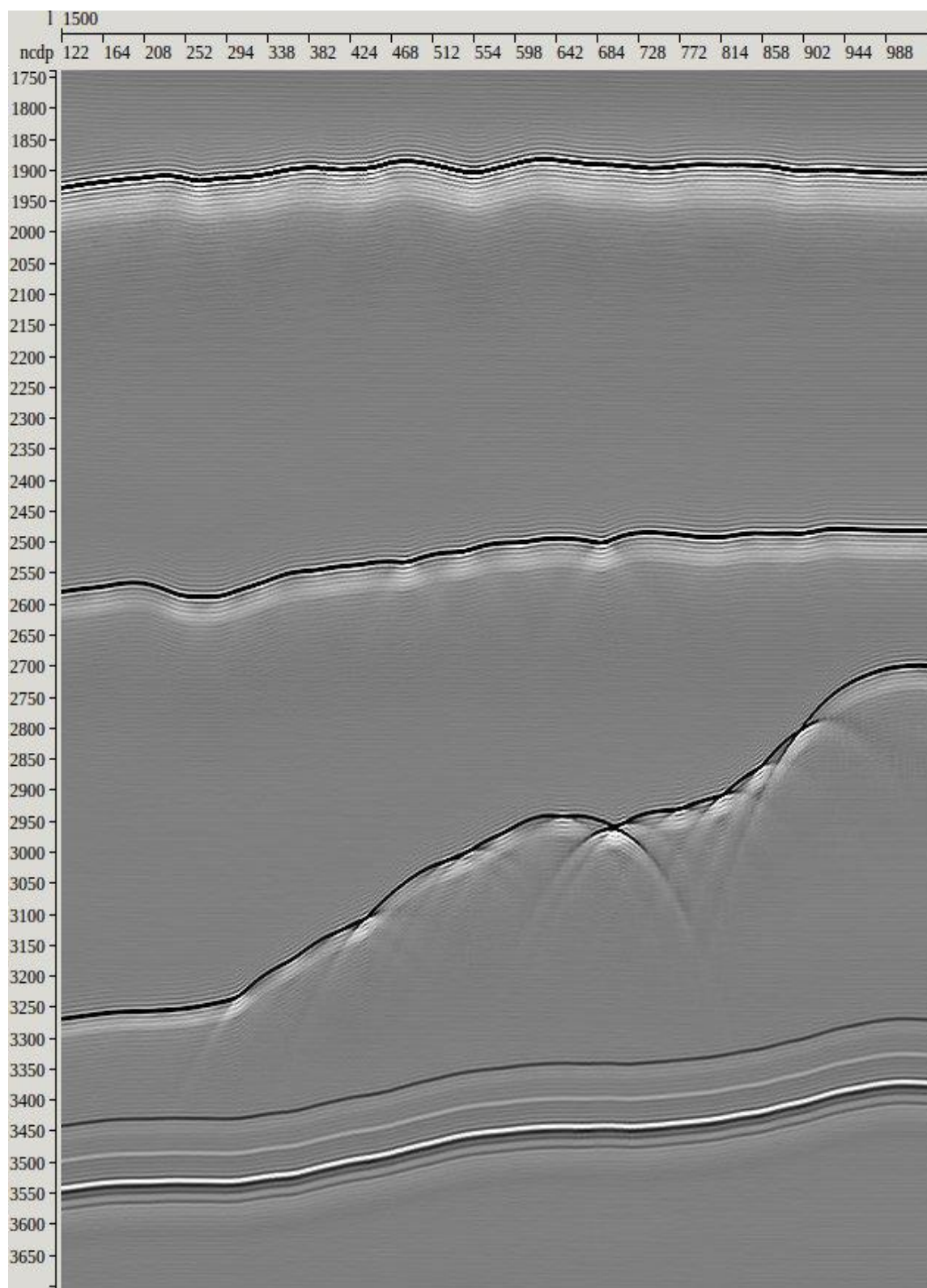


Рис. 16. Включение контрастной структуры в эффективную глубинно-скоростную модель. Разрез удаления 1500 м

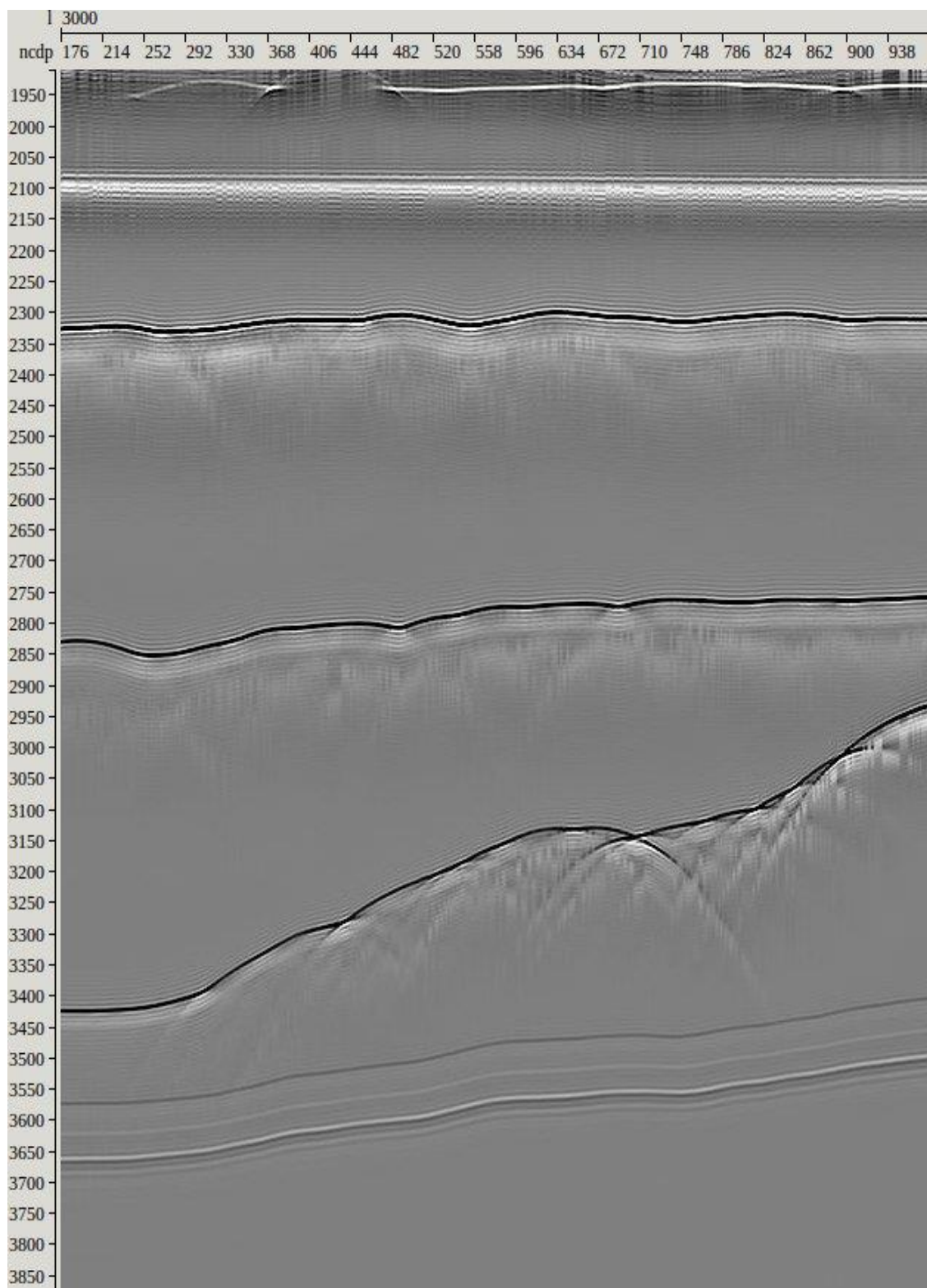


Рис. 17. Включение контрастной структуры в эффективную глубинно-скоростную модель. Разрез удаления 3000 м

На рис. 14–17 показаны разрезы сейсмограмм в сортировке по удалениям источник/приемник. В черно-белой шкале обычно демонстрируют сейсмические данные с высоким разрешением и здесь мы следуем этой традиции, т. к. одним из важных достоинств метода считаем возможность сохранения высоких и низких частот, что обычно сопряжено с известными сложностями. На разрезах демонстрируется

структурное соотношение кинематики волн, отраженных от эффективных каркасных границ ГСМ и целевого объекта-пласта, а также демонстрируются кинематико-динамические различия полей, связанных с различными границами и целевым пластом, по наличию дифракционных элементов (петель на годографах). Можно видеть, что изучаемая тонкослоистая пачка, которая является простой в пространственном простирании, не содержит дифракционных эффектов (содержит лишь микро-петли), чего нельзя сказать об отражениях от вышележащих горизонтов.

Продemonстрируем сравнение динамики рассчитанных сейсмограмм на свободной поверхности на центральном сечении на $PВ=3000$ м для контрастной пачки с соотношением $V_s/V_p = 0.6$ и $V_s/V_p = 0.3$. Как видно, в области нулевых удалений динамика сейсмограмм очень близка, но с повышенными скоростями поперечных волн мы наблюдаем сильно-выраженный AVO-эффект падения амплитуд с удалением.

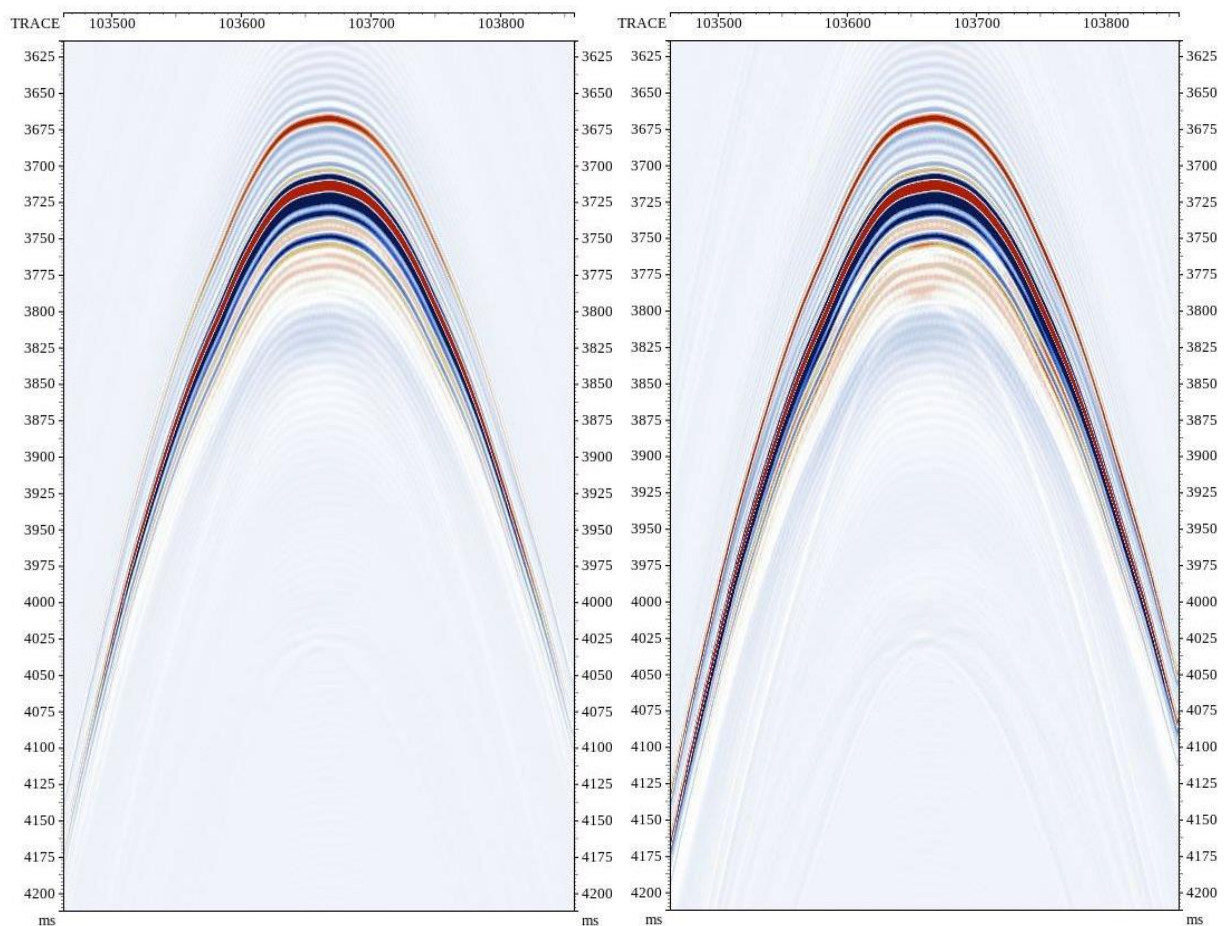


Рис. 18. Сравнение динамики рассчитанных сейсмограмм на свободной поверхности на центральном сечении на $PВ=3000$ м для контрастной пачки. Слева $V_s/V_p = 0.6$. Справа $V_s/V_p = 0.3$

Далее произведем атрибутивную миграцию сейсмограмм с восстановлением угловых разверток общей точки изображения. Суммарный результат миграции представлен на рис. 19.

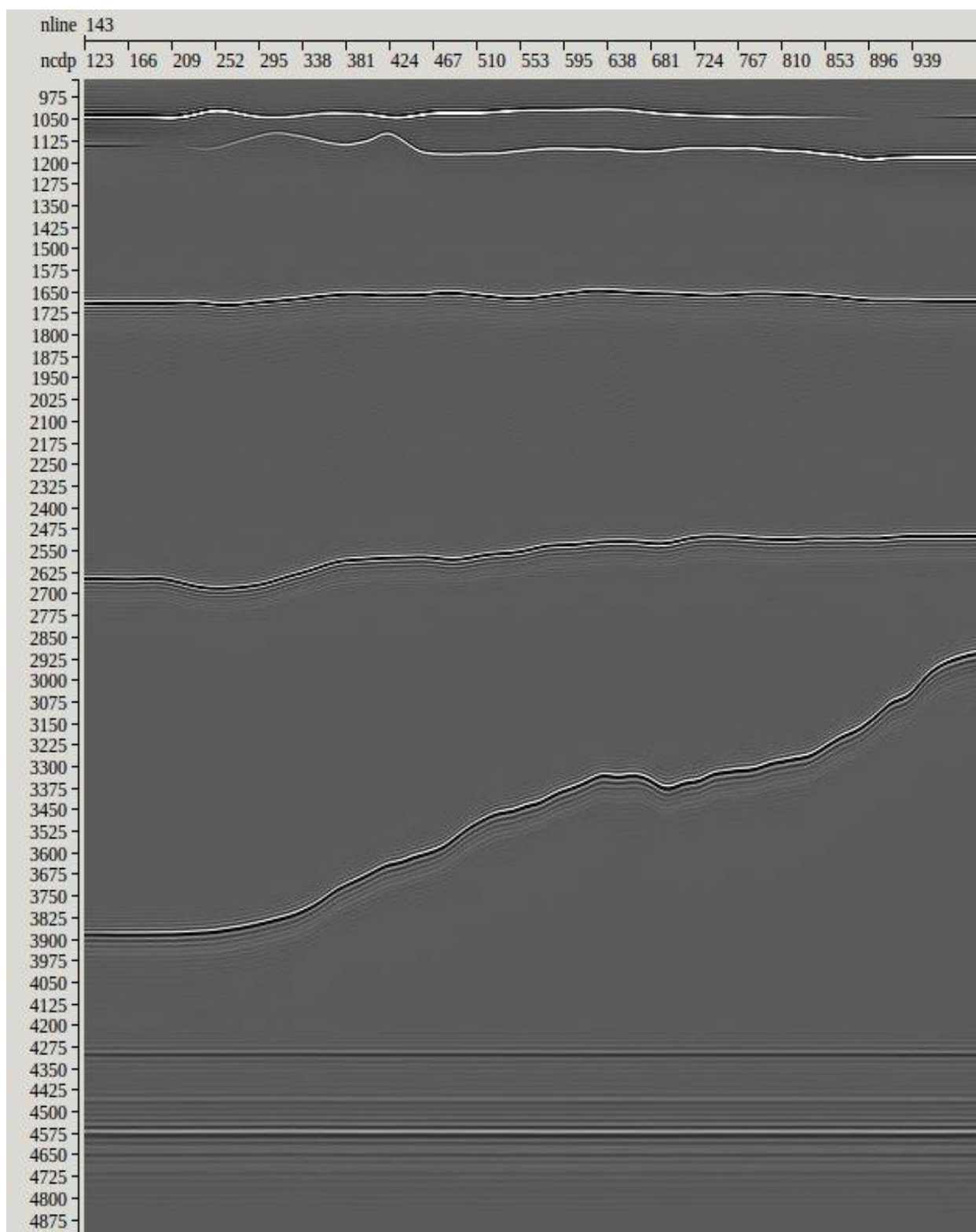


Рис. 19. Суммарный ответ миграции с включением контрастной структуры

Верифицируем динамику восстановленных глубинных сейсмограмм (с точки зрения ее неискажения оператором послойного пересчета). Для этого мы продемонстрируем (на примере слабоконтрастной структуры), что восстановленные угловые сейсмограммы не зависят от модели, в

которую мы включали нашу тонкослоистую структуру. Для этого мы произвели «поднятие» синтетических сейсмограмм с кровли «облекающего» слоя на свободную поверхность в однородной модели со скоростью этого «облекающего» слоя и смигрировали данные в этой однородной эффективной модели. Результаты – угловые глубинные сейсмограммы до 45° – представлены на рис. 20.

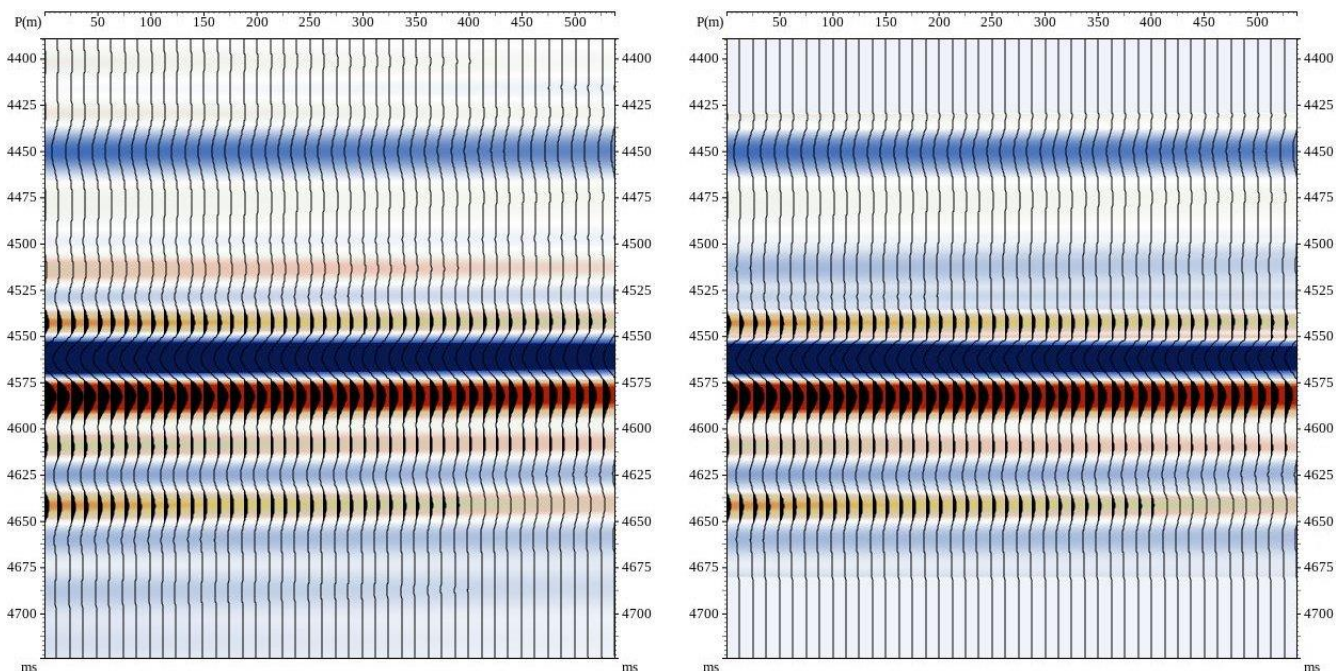


Рис. 20. Слева – угловые сейсмограммы до 45° , полученные в результате гибридной схемы моделирования от слабоконтрастной структуры в сложной эффективной модели среды и последующей атрибутной миграции в этой же модели среды. Справа – угловые сейсмограммы в развертках до 45° , полученные в результате гибридной схемы моделирования от слабоконтрастной структуры в однородной модели среды с V_p «облекающего» слоя и последующей атрибутной миграции в этой же модели среды

Далее для трех, используемых в нашем эксперименте отражающих структур, приведем сравнение восстановленной атрибутной миграцией динамики отраженных амплитуд с динамикой «синтетических» угловых глубинных разверток, полученных в приближении Борна, а именно в домене $Depth \rightarrow Time$. На временах отражения от интерфейсных границ в зависимости от угла падения для плоской волны из системы уравнений на непрерывность смещений и напряжений рассчитываются амплитуды, и с такими амплитудами добавляются дельта-функции в диапазоне частот. Ответ переводится в глубинную область преобразованием $Time \rightarrow Depth$.

Приведем сравнение восстановленных глубинных разверток посредством атрибутной миграции смоделированных гибридной схемой данных и «синтетических» угловых разверток.

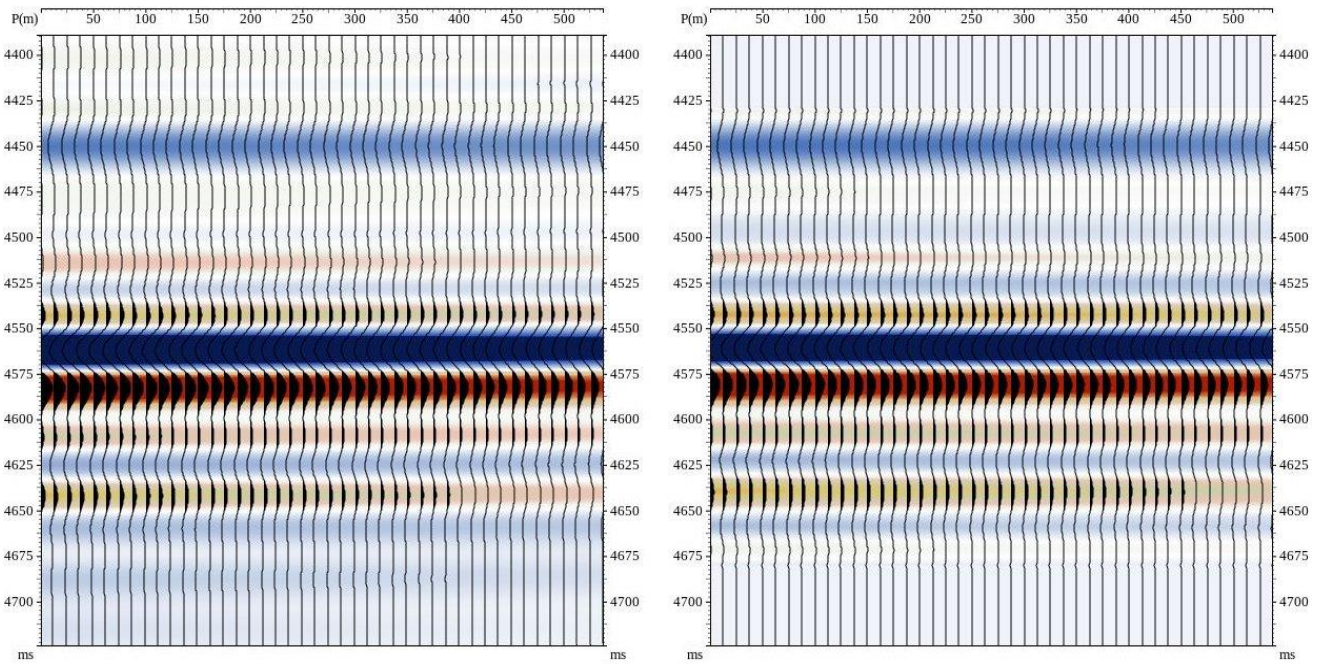


Рис. 21. Слева – восстановленная глубинная угловая сейсмограмма до 45 градусов по слабоконтрастной отражающей целевой структуре. Справа – соответствующая синтетическая сейсмограмма

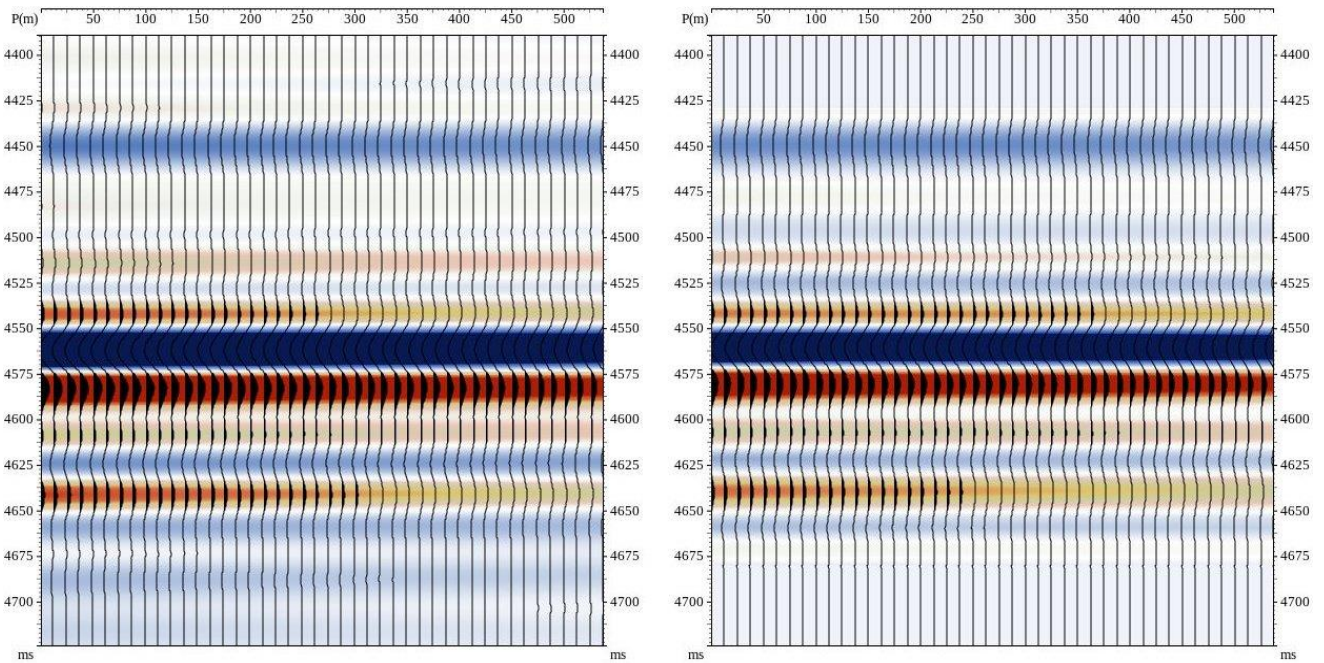


Рис. 22. Слева – восстановленная глубинная угловая сейсмограмма до 45 градусов по контрастной отражающей целевой структуре с большим соотношением $V_s/V_p = 0.6$. Справа – соответствующая синтетическая сейсмограмма

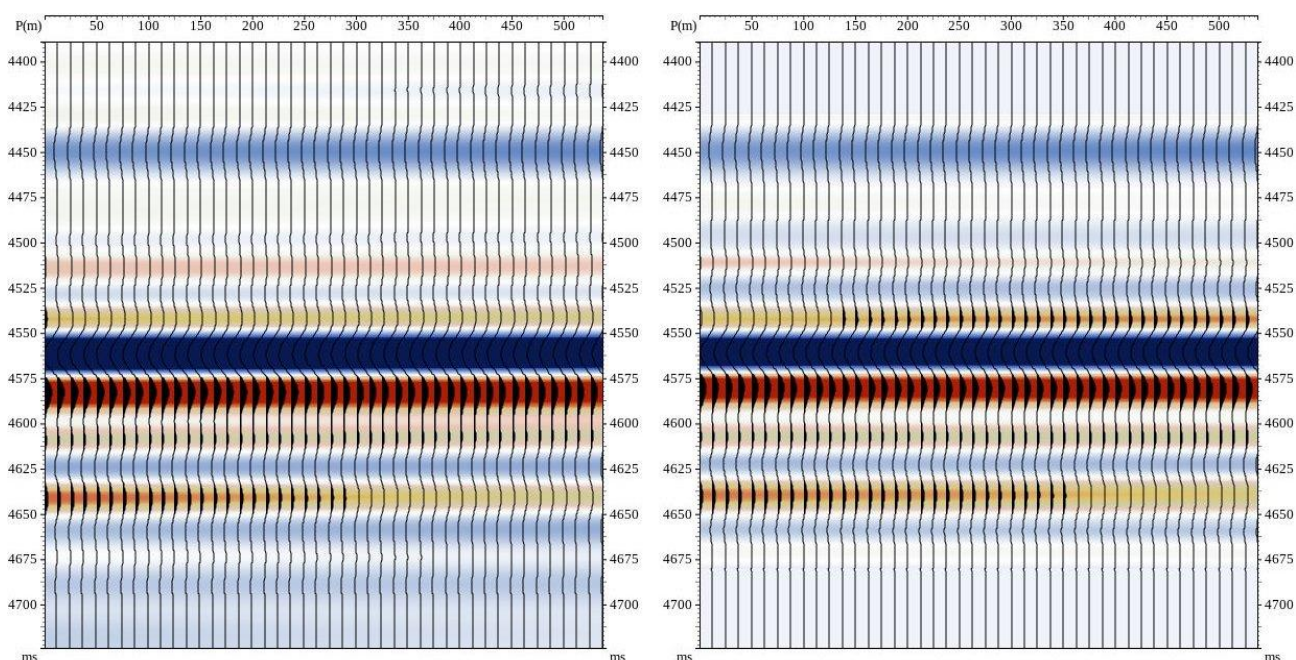


Рис. 23. Слева – восстановленная глубинная угловая сейсмограмма до 45 градусов по контрастной отражающей целевой структуре с малым соотношением $V_s/V_p = 0.3$. Справа – соответствующая синтетическая сейсмограмма

Рассмотренная нами схема отличается от случая общего положения использованием латеральной однородности отражающей целевой структуры. В общем же случае необходимо производить расчет набора трехмерных сейсмограмм ОПВ. Приемники для выполнения поляризационной фильтрации должны быть расположены очень часто, что не представляет сложности, поскольку расчет и так производится на достаточно подробной сетке. А дискретность по ПВ определяется «сложностью» латеральной неоднородности целевых структур.

Сложность расчета гибридных сейсмограмм главным образом определяется сложностью расчета конечно-разностными операторами реакции структуры внутри «облекающего» структуру слоя. Но исходя из того, что слой может быть довольно тонкий, и, соответственно, расчетные X -апертуры много меньше апертуры для сейсмограммы реальной геометрии наблюдений, и целевая область может быть невелика, то решение таких задач представляется вполне осуществимым и недорогим.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе описан способ расчета волнового поля отраженных волн от локализованных целевых объектов среды. Демонстрируется комбинирование способа послойного пересчета интегральными операторами для толстослойной модели среды с сеточным решением для тонкослойного пласта. Создан инструмент для моделирования трехмерных данных, позволяющий работать в разумной дискретности, и обеспечивать требуемую точность и широкий спектр рассчитанного волнового поля.

Несмотря на иллюстративный характер примеров, можно сделать важные для практики выводы о хорошем совпадении аналитических асимптотических формул для динамических параметров отраженных

волн и решений, полученных сеточными методами. Кроме того, посредством такого моделирования нам удалось убедиться в хорошей точности получения угловых разверток средствами атрибутной миграции. Это один из примеров полезности прямых задач для верификации алгоритмов и методики обработки.

Схема моделирования проверена специально поставленными численными экспериментами. На наш взгляд, способ проверки интересен и попутными результатами. В самом деле, как проверить результат моделирования? Мы его верифицировали миграцией. Но миграция Кирхгофа сама опирается на многие приближения и может давать систематические погрешности. Так вот: хорошее восстановление динамики после миграции в истинных амплитудах (причем в двух разных моделях: однородной толщи выше тонкослоистой пачки и в сложной модели), само по себе является полезным результатом, который показывает, что приближения миграции вполне допустимы. Наверняка это не всегда так, но моделирование дает возможность осуществить проверку.

Прямые задачи не скоро войдут в повседневную практику обработки и интерпретации данных сейсморазведки, если геофизики не избавятся от присущей им гигантомании, когда ради сравнительно небольшой целевой области обсчитывается по полному графу и с привлечением всех ресурсов весь колоссальный объем данных. Это может быть отчасти оправдано при обработке и интерпретации реальных наблюдений, но при решении прямых задач создает непреодолимые и неоправданные трудности. Существует не так уж много обсчитанных моделей волновых полей в сложных средах, и они всегда бедны по частотному составу и плотности искусственных наблюдений. Чаще всего и модели считаются с вынужденными упрощениями и закруглениями, особенно в верхней части разреза. Важно уметь точно поставить задачу моделирования и иметь необходимый инструментарий для ее решения. Нам кажется, что прагматичный подход, развиваемый в нашей работе, и является возможным решением этой проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабич В.М., Киселев А.П.** Упругие волны. Высокочастотная теория. – СПб.: БХВ-Петербург, 2014. – 320 с.
- История** развития института геологии и геофизики СО (АН СССР и РАН) и его научных направлений; Рос. акад. наук, Сиб. Отд-ние, Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2010. – С. 618–663.
- Каплан С.А., Лебедев Е.Б., Шалашников А.В., Фиников Д.Б.** Прямые задачи в обработке и интерпретации сейсмических данных // Через интеграцию геонаук к постижению гармонии недр: Тезисы докладов 7 международной выставки и конференции EAGE (Санкт-Петербург, 11–14 апреля 2016 г.) – СПб., 2016. – С. Тп С 05.
- Клем-Мусатов К.Д.** Теория краевых волн и ее применение в сейсмике. – Новосибирск: Наука, 1980 – 292 с.
- Петрашень Г.И.** Распространение волн в анизотропных упругих средах. – Л.: Наука, 1980. – 280 с.
- Петрашень Г.И., Нахамкин С.А.** Продолжение волновых полей в задачах сейсморазведки. – Л.: Наука, 1973. – 170 с.
- Подъяпольский Г.С.** Физика упругих волн // Справочник геофизика. – М.: Недра, 1966. – Т. IV. – С. 28–96.

Фиников Д.Б., Шалашников А.В. Трансформация волновых полей: миграция, погружение, моделирование // Новые геотехнологии для старых провинций: Тезисы докладов 3 международной научно-практической конференции EAGE (Тюмень, 25–29 марта 2013 г.) – Тюмень, 2013. – С. S5.

Шалашников А.В., Фиников Д.Б. Возможности миграционных преобразований для оценивания атрибутов волновых полей // ГеоЕвразия 2018. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии: Труды Международной геолого-геофизической конференции. – Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2018. – С. 539–542.

Шпак Г.А. Алгоритмы академика Алексеева // Наука в Сибири. – 1998. – № 37–38. – С. 11–12.

Kennett B. Seismic wave propagation in stratified media. – Canberra: ANU E Press, 2009. – 288 p.

Korneev V.A. Krauklis Wave in a stack of alternating fluid-elastic layers // Geophysics. – 2011 – Vol. 76, No. 6 – P. 47–53.

Kristek J., Moczo P., Galis M. A brief summary of some PML formulations and discretizations for the velocity-stress equation of seismic motion // Studia Geophysica et Geodaetica. – 2009. – Vol. 53, No. 4. – P. 459–474.

LeVeque R.J. Finite volume methods for hyperbolic problems. – New York: Cambridge university press, 2002. – 558 p.

Roden J.A., Gedney S.D. Convolution PML (CPML): An efficient FDTD implementation of the CFS-PML for arbitrary media // Microwave and Optical Technology Letters. – 2000. – Vol. 27, No. 5. – P. 334–339.

Ryan H. Ricker, Ormsby, Klauder, Butterworth – a choice of wavelets // CSEG Recorder. – 1994. – Vol. 19, No. 7. – P. 8–9.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

ШАЛАШНИКОВ Андрей Владимирович – ведущий программист ООО «Сейсмотек». Область научных интересов: обработка сейсмических данных и моделирование сейсмических волновых полей.

ФИНИКОВ Дмитрий Борисович – директор департамента разработки алгоритмического и программного обеспечения ООО «Сейсмотек». Область научных интересов: разработка алгоритмов обработки сейсмических данных, e-mail: d.finikov@seismotech.ru.

ХОХЛОВ Николай Игоревич – кандидат физико-математических наук., с.н.с. лаборатории прикладной вычислительной геофизики МФТИ. Область научных интересов: разработка и реализация численных методов повышенного порядка точности для моделирования динамических волновых процессов в гетерогенных средах на высокопроизводительных вычислительных системах, e-mail: khokhlov.ni@mipt.ru.

ИВАНОВ Андрей Михайлович – инженер лаборатории прикладной вычислительной геофизики МФТИ. Область научных интересов: параллелизация численных алгоритмов на системах с центральными и графическими процессорами, ускорение численных алгоритмов, e-mail: ip-e@mail.ru.