

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
НАУКИ  
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
ИМ. А.А. ТРОФИМУКА  
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

*На правах рукописи*

АФОНИНА ЕВГЕНИЯ ВЛАДИМИРОВНА

**МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ 2D-3С ОТРАЖЕННЫХ PS-ВОЛН  
ДЛЯ КОМПЕНСАЦИИ ИХ РАСЩЕПЛЕНИЯ В АЗИМУТАЛЬНО-  
АНИЗОТРОПНЫХ СЛОЯХ, ЗАЛЕГАЮЩИХ ВЫШЕ ЦЕЛЕВОГО  
ИНТЕРВАЛА ИССЛЕДОВАНИЙ**

25.00.10 – геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата технических наук

Научный руководитель

Горшкалёв С.Б.

кандидат технических наук

Новосибирск – 2015

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
Глава 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ ПО ТЕМЕ ИЗУЧЕНИЯ АНИЗОТРОПНЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД С ПОМОЩЬЮ МНОГОВОЛНОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ.....	12
1.1. Анизотропия упругих свойств горных пород и факторы, определяющие ее возникновение .....	12
1.2. Использование многоволновых наблюдений для изучения анизотропных свойств горных пород .....	17
1.3. Методы разделения квазипоперечных волн .....	22
1.4. Способы изучения анизотропных сред с меняющимися по глубине элементами симметрии.....	29
1.4.1. Способы компенсации расщепления для систем наблюдения ВСП.....	29
1.4.2. Способы компенсации расщепления для профильных систем наблюдения.....	34
1.4.3. Способы компенсации расщепления для систем наблюдения 3D .....	38
1.5. Актуальность создания методики обработки данных 2D-3С для компенсации расщепления отраженных обменных волн в неоднородных азимутально-анизотропных средах .....	43
Глава 2. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ 2D-3С С КОМПЕНСАЦИЕЙ РАСЩЕПЛЕНИЯ ОТРАЖЕННЫХ ОБМЕННЫХ ВОЛН В НЕОДНОРОДНОЙ АЗИМУТАЛЬНО-АНИЗОТРОПНОЙ ВЧР .....	45
2.1. Основы методики компенсации расщепления PS-волн в неоднородной азимутально-анизотропной ВЧР для профильных многокомпонентных данных .....	45

2.2. Геологическое строение исследуемого района .....	52
2.3. Результаты обработки данных ВСП по скважине Оморинская – 10 ....	57
2.4. Обработка профильных наземных наблюдений .....	59
2.4.1. Методика проведения работ .....	59
2.4.2. Методика обработки данных отраженных обменных волн.....	62
2.4.3. Методика компенсации расщепления PS–волн в неоднородной ВЧР, на примере профиля Оморинский – 1 .....	72
2.4.4. Результаты использования методики компенсации расщепления PS–волн в ВЧР при обработке данных по профилям № 101 и № 112..	93
2.5. Выводы к главе 2 .....	103
Глава 3. СПОСОБ КОМПЕНСАЦИИ РАСЩЕПЛЕНИЯ PS–ВОЛН, УЧИТЫВАЮЩИЙ ИЗМЕНЕНИЯ ВРЕМЕННОЙ ЗАДЕРЖКИ МЕЖДУ РАСЩЕПЛЕННЫМИ PS-ВОЛНАМИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УДАЛЕНИЯ ИСТОЧНИК-ПРИЕМНИК .....	105
3.1. Математическое моделирование волнового поля.....	106
3.2. Компенсация расщепления отраженных обменных волн с переменными параметрами, зависящими от удаления точки приема .....	113
3.2.1. Определение параметров расщепления PS-волн в верхнем анизотропном слое .....	113
3.2.2. Способ пересчета параметров расщепления в верхнем анизотропном слое для PS-волн, отраженных от нижележащих границ .....	120
3.3. Выводы к главе 3 .....	132
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	135
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ.....	137
ЛИТЕРАТУРА .....	138

## ВВЕДЕНИЕ

**Объект исследования** – синтетические и экспериментальные трехкомпонентные волновые поля, зарегистрированные в системе наблюдений 2D-3C, в средах, содержащих азимутально-анизотропные слои.

### **Актуальность исследования**

Горные породы в своем естественном залегании часто характеризуются азимутальной анизотропией, которая, чаще всего связана с наличием в среде субвертикальной ориентированной трещиноватости [Crampin, 1987]. При многокомпонентных профильных наблюдениях данный тип анизотропии легче всего определить по расщеплению поперечных либо обменных PS-волн, по анализу поляризации которых можно получать данные о преимущественном направлении трещин.

Если азимутально-анизотропный слой залегает выше целевого интервала исследований, то обменные волны, отраженные от всех горизонтов ниже этого слоя, расщепляются при прохождении через него, и на поверхности регистрируются интерференционные импульсы волн  $PS_1$  и  $PS_2$ . В том случае, когда свойства этого слоя существенно изменяются по латерали, форма этих импульсов может быстро изменяться в зависимости от координаты приемника и удаления источник-приемник. Поскольку все обрабатываемые процедуры, входящие в стандартные пакеты обработки, строятся на предположении о постоянстве формы импульса регулярной волны или на его постепенном изменении, то их эффективность значительно снижается, так как критерием успешного их применения является повышение когерентности сигнала. Резкое изменение формы импульса регулярных волн не позволяет, например, достоверно определять скорости суммирования и успешно корректировать статические поправки, необходимые для получения временных разрезов. Мало эффективными становятся процедуры пространственно-временной фильтрации и т.д. Всё это приводит

к существенным трудностям даже при решении обратной кинематической задачи.

В настоящий момент требования к сейсморазведке значительно повысились, и они состоят не только в решении кинематической задачи, но и в изучении динамических особенностей волн. Расщепление PS-волн в азимутально-анизотропном слое делает невозможным проведение динамических оценок этих волн, включая изучение их поляризации в нижележащей анизотропной толще.

Существуют специальные процедуры, позволяющие скомпенсировать расщепление волн в анизотропном слое, разработанные как для проходящих, так и для отраженных поперечных и обменных волн. При использовании этих процедур подразумевается субвертикальное распространение обменных волн в однородном анизотропном слое, и для компенсации используются единые параметры расщепления для сейсмограммы общей точки обмена (ОТО). В более сложных геологических средах, когда азимутально-анизотропный слой является неоднородным, или лучи отраженных обменных волн в нем начинают существенно отклоняться от вертикали эти процедуры компенсации расщепления оказываются неэффективными.

В связи с этим актуальной становится задача развития методики обработки многокомпонентных данных, позволяющей компенсировать расщепление отраженных обменных волн в азимутально-анизотропных слоях, залегающих выше целевого интервала исследований. Реализация такой методики позволит изучать динамические и кинематические особенности отраженных PS-волн, а также анизотропные свойства нижележащих целевых интервалов.

В России применение данной методики будет актуально прежде всего в Юрубчено-Тохомской зоне газонефтенакопления (ЮТЗ) и на прилегающих к ней территориях Восточной Сибири. Проведенные в этом районе многокомпонентные наблюдения показали, что отличительной особенностью геологического разреза является сильная азимутальная анизотропия верхней части разреза, параметры которой быстро меняется по латерали [Горшкалев, 2001; Gorshkalev et al., 2007]. Основные запасы нефти и газа в ЮТЗ связаны с рифейскими кар-

бонатными коллекторами, которые характеризуются каверновой пористостью и направленной субвертикальной трещиноватостью, последняя определяет проницаемость коллектора. Изучение анизотропных свойств рифейских коллекторов с помощью многокомпонентных наблюдений позволяет определить преимущественное направление трещиноватости и таким образом спрогнозировать направление максимальной проницаемости коллектора, которое необходимо учитывать при проектировании системы разработки месторождений.

Разработанная настоящей работе методика позволяет избавиться от эффекта расщепления PS-волн и делает корректными оценки как кинематических, так и динамических параметров этих волн.

### **Цель исследования**

Повышение информативности и достоверности сейсмических методов изучения земной коры при проведении многоволновых исследований в средах, содержащих азимутально-анизотропные слои, посредством создания методики обработки данных 2D-3С с целью компенсации расщепления отраженных обменных волн в азимутально–анизотропных слоях, расположенных выше целевого интервала глубин для увеличения корректности кинематических и динамических оценок этих волн и повышения качества построения сейсмических изображений среды.

### **Основные задачи исследования**

1. Создать методику обработки профильных многокомпонентных данных с применением процедуры компенсации расщепления PS–волн в неоднородной азимутально-анизотропной верхней части разреза.
2. Разработать способ компенсации расщепления PS–волн в горизонтально-слоистой среде, содержащей однородные азимутально-анизотропные интервалы, учитывающего изменение временной задержки между расщепленными PS–волнами в зависимости от удаления источник-приемник.

### **Фактический материал и методы исследования**

В процессе диссертационного исследования обрабатывались экспериментальные сейсмические данные, полученные по договорам с ОАО «Енисейгео-

физика» по трем профилям: Оморинский – 1, №101, №112, и данные ВСП по скважине Оморинская – 10. Также были использованы результаты математического моделирования волновых полей, проведенные в лаборатории численного моделирования геофизических полей ИНГГ СО РАН.

За основу разработанной методики брался метод компенсации расщепления отраженных PS-волн, предложенный в 2002 году в работах [Горшкалев и др., 2002, 2004]. В качестве методов поляризационного анализа отраженных обменных волн в методике использовались метод Гаррисона [Harrison, 1992] и метод максимума ФВК, описанный в работах [Оболенцева и Горшкалев, 1986; Горшкалев, 2001]. В процессе исследования тестировались различные методы обработки сейсмических данных, реализованные в стандартном обрабатывающем пакете ProMAX, и была разработана оптимальная методика обработки данных 2D-3С с целью компенсации расщепления отраженных обменных волн в азимутально-анизотропных слоях, залегающих выше целевого интервала исследований.

### **Степень достоверности результатов**

Степень достоверности результатов оценивалась с помощью тестирования разработанной методики компенсации расщепления отраженных обменных волн на синтетических волновых полях и применения методики при обработке экспериментальных данных.

При обработке данных математического моделирования определенные с помощью защищаемого способа компенсации параметры расщепления отраженных PS-волн совпали с модельными параметрами.

При обработке реальных сейсмических данных по профилю Оморинский – 1 параметры расщепления, определенные с помощью предложенной методики, с хорошей точностью совпали с параметрами, определенными по данным ВСП на скважине Оморинская – 10, которая находится на профиле.

Параметры расщепления, полученные на двух пересекающихся профилях, в точке пересечения оказались одинаковыми с хорошей точностью и позволили корректно увязать данные.

### **Защищаемые научные результаты**

1. Методика обработки профильных многокомпонентных данных с применением процедуры компенсации расщепления PS-волн в неоднородной азимутально-анизотропной верхней части разреза.

2. Способ компенсации расщепления PS-волн в горизонтально-слоистой среде, содержащей однородные азимутально-анизотропные интервалы, учитывающий изменение временной задержки между расщепленными PS-волнами в зависимости от удаления источник-приемник.

### **Научная новизна исследования**

Основными новыми элементами методики компенсации расщепления отраженных обменных волн для профильных систем наблюдения в неоднородной азимутально - анизотропной ВЧР, где практически отсутствует зависимость временной задержки от удаления источник-приемник, являются:

- поляризационный анализ и определение параметров компенсации в каждой точке приема по суммотрассам общего пункта приема (ОПП) и применение этих параметров к данным до суммирования.

- скоростной анализ сейсмограмм ОПП отдельно по компонентам быстрой и медленной волны. Данные компоненты не осложнены взаимной интерференцией, что позволяет более корректно просуммировать сигналы этих волн и по ним провести поляризационный анализ для более точного определения параметров компенсации. При значительном отличии поляризации и временных задержек от первоначального результата производится еще одна итерация определения этих параметров.

- проведение дополнительной коррекции статических поправок и скоростей суммирования после проведения процедуры компенсации.

При наличии в среде существенных изменений временной задержки между расщепленными PS-волнами в зависимости от удаления источник-приемник, эти задержки определяются как разность годографов отраженных PS-волн, полученных в результате скоростного анализа отдельно по сейсмограммам быстрой и медленной обменных волн. Предложен метод пересчета временных за-



держек, полученных для обменных волн от подошвы верхнего анизотропного слоя, для компенсации расщепления в этом слое PS-волн, отраженных от любой из границ путем нахождения на годографах точек с равными кажущимися скоростями.

### **Личный вклад автора**

1. Определение области применимости различных процедур поляризационного анализа и их управляющих параметров для оптимальной обработки сейсмических данных с целью нахождения временных задержек и поляризации расщепленных отраженных обменных волн.

2. Тестирование на экспериментальных данных различных вариантов методики обработки для компенсации расщепления отраженных PS-волн в неоднородной азимутально-анизотропной ВЧР с целью выбора оптимального графа обработки.

3. Разработка способа компенсации расщепления PS-волн в горизонтально-слоистой среде, содержащей однородные азимутально-анизотропные интервалы, в которых временная задержка между расщепленными PS-волнами существенно зависит от удаления источник-приемник (совместно с Горшкалевым С.Б. и Карстеном В.В.). Тестирование процедуры компенсации на синтетических данных.

### **Практическая значимость и реализация результатов**

Результаты данной работы имеют большое практическое значение для многоволновых исследований в ЮТЗ и на прилегающих к ней территориях. После применения предложенной в работе методики обработки многокомпонентных данных для компенсации расщепления отраженных обменных волн становятся корректными любые кинематические и динамические оценки PS-волн и улучшается качество построения сейсмических изображений. Применение разработанной методики компенсации позволяет корректно увязывать данные наблюдений PS-волн на пересекающихся профилях.

Методика обработки успешно опробована на экспериментальных данных и передана в эксплуатацию ОАО «Енисейгеофизика» в рамках договора №407-

16 «Разработка специализированного модуля программ для обработки многоволновой сейсморазведки, совместимого со стандартным пакетом (ProMAX) и его апробация на экспериментальных данных 2D-3С». По договору с Сибирским Федеральным Университетом № 2078/11 «Разработка специализированного программного модуля, реализующего процедуру анализа анизотропии и проведение ее компенсации для отраженных обменных волн, совместимого с существующим пакетом ProMAX» в рамках разработки Технического предложения по созданию программно-технологического комплекса (ПТК) методика обработки опробовалась на данных по двум пересекающимся профилям.

Разработанная в результате диссертационного исследования методика была внедрена в ОАО «Енисейгеофизика», о чем свидетельствует справка о внедрении.

#### **Апробация работы**

Основные результаты, представленные в работе, докладывались на:

- VII Международной научно-практической конференции «ГЕФИЗИКА – 2009», Санкт-Петербург 2009 г.
- Международной конференции «Геомодель 2009», Геленджик 2009 г.
- Научно-практической конференции «Сейсмические исследования земной коры», Новосибирск 2009 г.
- Научно-практическом семинаре «Методы прогнозирования залежей углеводородов на Сибирской платформе», Новосибирск 2009.
- Конференции «Гольдинские чтения», Новосибирск 2011 г.
- Научной конференции молодых ученых, аспирантов, студентов «Трофимуковские чтения – 2011».
- 5-ой Международной конференции и выставке «Санкт-Петербург 2012. Науки о Земле: новые горизонты в освоении недр», 2-5 апреля 2012 г.
- IX международной выставке-научном конгрессе "ГЕО-Сибирь", Новосибирск 2013 г.

– Всероссийской конференции «Геофизические методы исследования земной коры», посвященной 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырёва, Новосибирск 2014.

### **Публикации**

Основные положения диссертационной работы изложены в 20 публикациях, среди которых 3 – статьи в рецензируемых журналах и 3 – расширенные тезисы международных конференций.

### **Объем работы**

Работа состоит из введения, 3 глав и заключения, содержит 149 страниц, в том числе 54 рисунка и 3 таблицы. Список литературы состоит из 111 источников на русском и английском языках.

### **Благодарности**

Автор выражает благодарность своему научному руководителю к.т.н. Горшкалеву С.Б. за помощь и поддержку на всех этапах подготовки диссертации. Автор признателен Вишневному Д.М. и Лисице В.В. за предоставленные данные математического моделирования. Автор благодарен Карстену В.В., Оболенцевой И.Р., Чеверде В.А., Селезневу В.С., Еманову А.Ф., Колесникову Ю.И., Суворову В.Д., Нефедкиной Т.В. за ценные советы и рекомендации.

# ГЛАВА 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ ПО ТЕМЕ ИЗУЧЕНИЯ АНИЗОТРОПНЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД С ПОМОЩЬЮ МНОГОВОЛНОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

## 1.1 Анизотропия упругих свойств горных пород и факторы, определяющие ее возникновение

Анизотропия физических свойств присуща множеству природных объектов. Горные породы обладают анизотропией упругих свойств, если эти свойства неодинаковы по различным направлениям [Боганик, 1989; Гольдин, 2008]. Необходимо отличать понятия анизотропии и неоднородности. В неоднородной среде свойства меняются от точки к точке, тогда как в анизотропной среде свойства зависят от направления, причём, если эта зависимость остается неизменной, то такая среда является однородной анизотропной, а если физические свойства зависят как от координат точки среды, так и от направления, то среда будет неоднородной анизотропной. В эксперименте сейсмическая анизотропия обнаруживается по зависимости скоростей распространения объёмных (продольных и поперечных) сейсмических волн от направления.

В упругих свойствах анизотропия проявляется следующим образом. Вместо двух волн, в анизотропной среде распространяются три упругих волны – две квазипоперечных и одна квазипродольная. Эти волны имеют различную зависимость скорости от направления, а также различную поляризацию, которая строго определена в каждом направлении распространения. Поляризация и скорости волн определяются из уравнения Кристоффеля:

$$[\mathbf{G}_{ik} - V^2 \delta_{ik}] \mathbf{U}_k = 0, \quad i = 1, 2, 3, \quad (1.1)$$

где  $\mathbf{U} = (U_1, U_2, U_3)$  – вектор смещения,  $V$  – фазовая скорость распространения волны,  $\mathbf{G}$  – тензор (матрица) Кристоффеля,

$$\mathbf{G}_{ik} = \mathbf{C}_{ijkl} \mathbf{n}_j \mathbf{n}_l, \quad (1.2)$$

$\mathbf{n}$  – единичный вектор волновой нормали к поверхности фронта волны;  $\mathbf{c}_{ijkl}$  – нормированный на плотность тензор упругих модулей. Тензор  $\mathbf{G}$  имеет три собственных значения и три собственных вектора. Собственные значения равны квадратам фазовых скоростей трех типов волн, а соответствующие им собственные вектора определяют поляризацию этих волн. В общем случае анизотропная среда описывается 21 модулем упругости. В зависимости от типа симметрии среды количество независимых упругих модулей, необходимых для ее описания, уменьшается. Так трансверсально-изотропная среда характеризуется пятью независимыми упругими постоянными, орторомбическая – 9, моноклинная – 13.

При использовании продольных волн достаточно сложно отличить анизотропию среды от неоднородности. При наблюдениях на поперечных и обменных волнах, основным признаком анизотропии служит расщепление S-волн, что позволяет однозначно диагностировать анизотропные свойства среды.

Возникновение анизотропных свойств, как правило, обусловлено двумя причинами: упорядоченным расположением элементов, образующих среду, и негидростатическим напряженным состоянием. Любая упорядоченная неоднородность среды, характерные размеры которой существенно меньше длины волны, приводит к появлению сейсмической анизотропии. Основными носителями анизотропии горных пород являются тонкая периодическая слоистость [Гурвич, 1940; Ризниченко, 1949; Postma, 1955; Ляховицкий и Невский, 1970], кристаллы анизотропных минералов, имеющие преимущественную ориентацию [Чесноков, 1977; Crampin, 1976] и направленная трещиноватость [Crampin, 1987].

### *Анизотропия, вызванная тонкой слоистостью горных пород*

В первых работах, посвященных анизотропии скоростей распространения продольных сейсмических волн, это явление связывают с периодическим переслаиванием тонких однородных изотропных слоев, когда характерный период

повторения слоев меньше 0.1 длины сейсмических волн [Ризниченко, 1949; Гурвич, 1940; Сибиряков и др., 1980]. В таких средах скорость продольных волн вдоль напластования  $V_{\parallel}$  больше, чем скорость поперек напластования  $V_{\perp}$ . В работе [Ризниченко, 1949] представлены результаты расчёта скоростей продольных волн  $V_{p\parallel}$ ,  $V_{p\perp}$  и коэффициента анизотропии  $\kappa = V_{p\parallel}/V_{p\perp}$  в модели среды, состоящей из тонких однородных горизонтальных слоев. Такие среды имеют одну ось симметрии бесконечного порядка, ориентированную вертикально, а в плоскости, перпендикулярной этой оси, свойства одинаковы во всех направлениях. Среда с такой симметрией принято называть поперечно-изотропными с вертикальной осью симметрии (VTI). Они характеризуются пятью независимыми упругими постоянными  $C_{11}$ ,  $C_{33}$ ,  $C_{44}$ ,  $C_{66}$  и  $C_{13}$ , которые можно выразить через параметры тонких изотропных слоев. Так в случае двух слоев:

$$C_{11} = \frac{1}{D} \{ (d_1 + d_2)^2 (\lambda_1 + 2\mu_1)(\lambda_2 + 2\mu_2) + 4d_1d_2(\mu_1 - \mu_2)[(\lambda_1 + \mu_1) - (\lambda_2 + \mu_2)] \}, \quad (1.3)$$

$$C_{13} = \frac{1}{D} \{ (d_1 + d_2) [\lambda_2 d_2 (\lambda_1 + 2\mu_1) + \lambda_1 d_1 (\lambda_2 + 2\mu_2)] \}, \quad (1.4)$$

$$C_{33} = \frac{1}{D} \{ (d_1 + d_2)^2 (\lambda_1 + 2\mu_1)(\lambda_2 + 2\mu_2) \}, \quad (1.5)$$

$$C_{44} = \frac{(d_1 + d_2)\mu_1\mu_2}{d_1\mu_2 + d_2\mu_1}, \quad (1.6)$$

$$C_{66} = \frac{d_1\mu_1 + d_2\mu_2}{d_1 + d_2}, \quad (1.7)$$

где  $D = (d_1 + d_2)[d_1(\lambda_2 + 2\mu_2) + d_2(\lambda_1 + 2\mu_1)]$ ,  $d_i$  – мощности слоев,  $\lambda_i$  и  $\mu_i$  – параметры Ламе слоев.

Теория распространения различных типов волн в таких средах представлена в работах [Postma, 1955; Ляховицкий и Невский, 1970; Невский, 1974].

### ***Анизотропия кристаллов***

Кристаллы большинства породообразующих минералов имеют анизотропные свойства [Федоров, 1965]. Причиной анизотропии является то, что при строго упорядоченном расположении атомов в кристалле, в различных направлениях расстояния между атомами и силы взаимодействия между ними будут

различными. Анизотропия минералов проявляется на уровне горной породы лишь в случае, когда бóльшая часть анизотропных кристаллов породы имеют преимущественную ориентацию. Так, анизотропию верхней мантии большинство исследователей связывает с ориентацией кристаллов оливина, которые имеют ромбическую симметрию [Чесноков, 1977; Crampin, 1976].

### *Анизотропия, связанная с ориентированными трещинами*

Трещины присутствуют практически во всех породах земной коры. Они различаются по размеру от микротрещин в изверженных породах [Simmons and Richter, 1976] до больших разломов, захватывающих мощные толщи пород [Crampin et al., 1980]. В случае, когда размеры разломов и трещин малы по сравнению с длинами сейсмических волн, и трещины имеют преимущественную ориентацию, среду можно считать однородной анизотропной. В земной коре  $\sigma_{zz}$  гораздо больше горизонтальных напряжений, поэтому трещины в породах обычно субвертикальные. Ориентация таких вертикальных трещин определяется горизонтальными напряжениями и как правило, перпендикулярна направлению минимального горизонтального напряжения [Crampin, 1987; Batzle et al., 1980; Nemat-Nasser and Horii, 1982]. Такие породы с вертикально-ориентированной трещиноватостью приобретают свойства поперечно-изотропной среды с горизонтальной осью симметрии (НТИ). Трещиноватость напрямую связана с коллекторскими свойствами. Таким образом, определяя направление трещин, можно предсказать направление максимальной проницаемости пласта. [Crampin, 1987]. В настоящее время на многих месторождениях коллекторы представлены карбонатными трещиноватыми породами, поэтому изучение анизотропии является одной из актуальных задач.

*Анизотропия, вызванная негидростатическим напряженным состоянием*

Если главные напряжения в среде оказываются различными, то в ней действует негидростатическое напряженное состояние. Горные породы в земной коре находятся под воздействием веса вышележащих пород, кроме того на них действуют различные тектонические силы, как горизонтальные, вызванные движением тектонических плит, так и вертикальные, вызванные подъемом вещества мантии. Поэтому, как правило, в породах земной коры присутствуют негидростатические напряжения. В верхней части разреза негидростатическое напряженное состояние может быть вызвано расчленённым рельефом местности со значительным перепадом высот. Под воздействием напряжений в породе изменяются механические характеристики, в том числе и скорости распространения сейсмических волн. Чтобы под воздействием ориентированного напряжения однородная изотропная среда стала анизотропной, необходимы напряжения, сопоставимые по величине с модулями упругости среды. Горные породы представляют собой микронеоднородную среду, состоящую из различных зерен минералов и микротрещин. При воздействии на такую среду ориентированной силы даже небольшой величины происходит ориентация микронеоднородностей, и первоначально изотропная порода становится анизотропной. Пример изучения поведения скоростей сейсмических волн в гранитах под воздействием направленного напряжения приведен в работе [Nur and Simmons, 1969].

В природе анизотропия обычно связана с несколькими факторами. Одновременное влияние двух носителей анизотропии приводит к более сложной модели анизотропной среды. Так, например, периодическая горизонтальная слоистость в сочетании с вертикальной направленной трещиноватостью суммарно будет приводить к орторомбическому типу симметрии, который определяется девятью независимыми упругими постоянными.



## **1.2 Использование многоволновых наблюдений для изучения анизотропных свойств горных пород**

Методы поперечных и обменных волн дают возможность получать более полную информацию о среде. Их основы были заложены Г. А. Гамбурцевым, который сформулировал в общем виде задачу создания комбинированного метода, позволяющего с помощью трехкомпонентной регистрации выделять различные типы волн [Гамбурцев, 1959]. Основные исследования, направленные на изучение особенностей поперечных и обменных волн, проводились в 50-х – 80-х годах XX века, двумя группами ученых. Группа под руководством Г. И. Петрашенья занималась теоретическими исследованиями, группа под руководством Н.Н. Пузырева занималась в основном экспериментальными работами.

Г. И. Петрашень и его коллеги обобщили существовавшие ранее теоретические разработки, касающиеся распространения сейсмических волн, и развили новые. Они в систематизированном виде рассмотрели характеристики направленности основных типов источников, в том числе поперечных волн, составили таблицы коэффициентов отражения и прохождения монотипных и обменных волн, обосновали лучевой метод расчета теоретических сейсмограмм [Бабич, 1967; Каштан, 1982; Петрашень, 1980].

Под руководством Пузырева Н.Н. были проведены экспериментальные исследования, направленные на изучение поляризации поперечных волн [Поперечные и обменные волны в сейсморазведке, 1967; Пузырев, Оболенцева и др., 1983; Тригубов и Горшкалев, 1988; Многоволновые сейсмические исследования, 1987]. Для этих исследований были разработаны специальные источники поперечных волн [Пузырев, 1981]. Одновременно с проведением исследований на поперечных волнах, проводился ряд экспериментов, по оценке целесообразности использования обменных волн. В работах [Бахаревская, 1967; Бахаревская и Бродов, 1967] представлены первые примеры использования PS-волн. С помощью отраженных обменных волн гораздо надежнее, чем с помощью продольных волн, были выделены сравнительно тонкие слои в верхней части па-

леозойских отложений в Саратовском Поволжье [Бахаревская, 1967]. А также была показана эффективность использования отраженных обменных волн при выделении сбросов малой амплитуды на площадях Западного Казахстана [Бахаревская и Бродов, 1967; Нефедкина и др., 1987]. За рубежом многоволновые наблюдения начали развиваться только в середине 70-х годов. Обзор работ, посвященных развитию многоволновой сейсморазведки, приведен в статье [Шехтман и Коротков, 2012].

Многоволновые исследования дали возможность получить дополнительные сведения об анизотропии геологического разреза. Первые данные об анизотропии геологического разреза были получены с применением продольных волн. В 40-х годах появились первые теоретические работы, посвященные анизотропии скоростей продольных волн. Работа [Гурвич, 1940] посвящена интерпретации годографов отраженных и преломленных волн в условиях анизотропии, вызванной переслаиванием тонких однородных слоев. В работе изучается вопрос о влиянии анизотропии на точность определения глубин и наклонов границ и предложены палетки, позволяющие учесть это влияние. Также описаны методы определения коэффициента анизотропии. В работе [Ризниченко, 1949] представлены результаты расчёта скоростей продольных волн  $V_{p\parallel}$ ,  $V_{p\perp}$  и коэффициента анизотропии  $\kappa = V_{p\parallel}/V_{p\perp}$  в модели среды, состоящей из тонких однородных горизонтальных слоев. В 60-х годах по наблюдениям на продольных волнах была экспериментально установлена анизотропия верхней мантии, которая достигает 6 – 8 % [Morris et al., 1969; Hess, 1964; Raitt et al., 1969]. Использование Р-волн позволяет с помощью простых способов возбуждения и регистрации только вертикальной компоненты волнового поля решать множество геологических задач. Однако при наблюдениях на Р-волнах достаточно сложно отличить неоднородность от сейсмической анизотропии. При сейсмической разведке на продольных волнах анизотропию можно обнаружить только при проведении 3D работ, когда имеется широкий диапазон азимутов направлений источник-приемник.

В ходе первых экспериментов по изучению анизотропии поперечных волн, проведенных в 50-х годах, в качестве источников использовались два взаимно ортогонально направленных горизонтальных воздействия ( $X$  и  $Y$ ), а для регистрации – сонаправленные с воздействиями приемники ( $x$  и  $y$ ). Считалось, что геологические среды чаще всего обладают симметрией типа  $VTI$  и в них распространяются две поперечные волны:  $SV$ -волна – с поляризацией в лучевой плоскости и  $SH$ -волна, вектор смещения которой ортогонален этой плоскости. Во многих районах, как и ожидалось, была обнаружена сильная анизотропия типа  $VTI$ . Например, в работе [Берденникова, 1959] приведен пример обработки экспериментальных данных продольных и поперечных волн, полученных на участке Ленинградской области, сложенном глинами. Результаты обработки данных поперечных волн показали наличие анизотропии геологического разреза типа  $VTI$ .

В ходе некоторых экспериментов были выявлены отклонения результатов от существующей в то время модели среды  $VTI$ . Например, в работе [Бахаревская, Бродов, Оболенцева, 1967] представлены результаты экспериментов, проведенных в Западном Казахстане в районе соляного купола Теркобай, по изучению поляризации  $PS$ -волн, отраженных от наклонной границы раздела. Система наблюдений включала в себя приемники, расставленные по двум круговым профилям радиусами 0.3 и 0.5 км, и взрывной источник, расположенный в центре кругов. Производилась трехкомпонентная регистрация волнового поля, при этом  $x$ -сейсмоприемники всегда ориентировались по направлению источника приемник. В данном районе угол наклона основного отражающего горизонта составляет 10 градусов. Как и следовало ожидать, в такой ситуации отраженные обменные волны должны регистрироваться как на  $x$ -, так и на  $y$ -компоненте. Были получены величины амплитуд  $x$ - и  $y$ -компонент  $PS$ -волн, которые изменяются вдоль кругового профиля в 3-4 раза. Наличие таких изменений амплитуд горизонтальных компонент не согласуется с теоретическими расчетами, полученными в работе [Пузырев и Оболенцева, 1967] как для случая изотропной среды, так и для случая  $VTI$  среды над наклонной отражающей границей.

Результаты дальнейших экспериментов, проведенных в Западном Казахстане [Пузырев и др., 1983; Горшкалев, 2001] также показали аномальные соотношения амплитуд основной ( $x$ ) и побочной ( $y$ ) компонент при  $X$ - и  $Y$ - воздействиях, которые, исходя из теоретических расчетов, не могут наблюдаться в среде с симметрией  $VTI$ . Кроме того, при проведении экспериментов встречались различия во временах прихода двух поперечных волн на вертикали [Тригубов А.В. и Горшкалев С.Б., 1988].

Такую «аномальную поляризацию» поперечных волн и разности времен их пробега назвали азимутальной анизотропией. S. Crampin объяснил такую анизотропию присутствием в породе ориентированных вертикальных или наклонных трещин, которые возникают в земной коре под действием горизонтальных напряжений [Crampin, 1980]. В присутствии вертикальных трещин среда становится трансверсально-изотропной с горизонтальной осью симметрии ( $HTI$ ), в присутствии наклонных трещин – трансверсально-изотропной с наклонной осью симметрии ( $TTI$ ). Среда с более сложной симметрией, например, ромбической, также вызывают азимутальную анизотропию. Азимутальная анизотропия проявляется в расщеплении поперечных волн на вертикали на быструю и медленную, которые распространяются в среде с различными скоростями и поляризациями. Одна из этих волн обычно поляризована вдоль трещин, а другая перпендикулярно им. Определив скорости и поляризации этих волн, можно предсказать направление трещиноватости.

Временная задержка  $\Delta t$  между квазипоперечными волнами зависит от двух параметров: от разницы между скоростями поперечных волн в заданном направлении и от длины пробега волн в анизотропном интервале. На скорости квазипоперечных волн, в свою очередь, влияет величина анизотропии: чем сильнее анизотропия, тем сильнее различаются скорости квазипоперечных волн. Длина пробега волн напрямую зависит от мощности анизотропного интервала. Если  $\Delta t$  меньше длительности импульса поперечной волны, то квазипоперечные волны интерферируют между собой, что значительно усложняет обработку сейсмических данных.

В 1986 году Томсеном [Thomsen, 1986; 2002] было предложено описывать трансверсально-изотропные среды с помощью скоростей упругих волн вдоль оси симметрии бесконечного порядка:

$$V_{P0} = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}}, \quad (1.8)$$

$$V_{S0} = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}}, \quad (1.9)$$

и трех параметров:

$$\varepsilon = \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}}, \quad (1.10)$$

$$\delta = \frac{(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{44})}, \quad (1.11)$$

$$\gamma = \frac{C_{66} - C_{44}}{C_{44}}. \quad (1.12)$$

Предложенные параметры безразмерны, обращаются в ноль в изотропном случае, в случае слабой анизотропии они много меньше единицы. Через параметры Томсена могут быть выражены скорости сейсмических волн в зависимости от направления.

В случае слабой анизотропии (10 – 20%) параметры  $\varepsilon$  и  $\gamma$  представляют собой относительные изменения скоростей P- и SH- волн, измеренных вдоль оси симметрии и в плоскости изотропии. Параметры Томсена очень удобны при обработке сейсмических данных, так как в случае слабой анизотропии они позволяют существенно упростить выражения для скоростей сейсмических волн:

$$V_P(\theta) \approx V_{P0}[1 + \delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \sin^4 \theta], \quad (1.13)$$

$$V_{S\perp}(\theta) \approx V_{S0} \left[ 1 + \left( \frac{V_{P0}}{V_{S0}} \right)^2 (\varepsilon - \delta) \sin^2 \theta \cos^2 \theta \right], \quad (1.14)$$

$$V_{S\parallel}(\theta) \approx V_{S0}[1 + \gamma \sin^2 \theta]. \quad (1.15)$$

$V_{S\perp}$  – скорость S-волны, поляризованной ортогонально плоскостям симметрии, содержащим ось симметрии бесконечного порядка (SH-волна),  $V_{S\parallel}$  – скорость S-волны, поляризованной параллельно этим плоскостям (SV-волна).

С использованием этих параметров были разработаны различные процедуры обработки сейсмических данных в анизотропной среде.

Подробные обзоры работ, посвященных анизотропии, приведены в статьях [Helbig et al., 2005; Tsvankin et al., 2010; Оболенцева и Чичина, 2010].

### 1.3 Методы разделения квазипоперечных волн

Существование горных пород с азимутально-анизотропными свойствами потребовало разработки способов разделения интерферирующих квазипоперечных волн. В конце 80-х годов был опубликован ряд работ, посвященных этой проблеме.

Альфордом (Alford) в 1986 году был предложен метод разделения S – волн [Alford, 1986], созданный специально для так называемых четырехкомпонентных данных ( $2C \times 2C$ ) отраженных поперечных волн. Сигнал от двух горизонтальных источников X и Y, ортогональных друг другу, регистрируется на двух горизонтальных приемниках x и y, направления которых соответствуют направлениям воздействий. Обычно направление X-воздействия совпадает с направлением линии наблюдения, а направление Y-воздействия – перпендикулярно ему. Волновые поля при такой системе наблюдений можно записать в виде матрицы  $2 \times 2$  данных поперечных волн  $\mathbf{D}(t)$ :

$$\mathbf{D}(t) = \begin{vmatrix} u_{xx} & u_{xy} \\ u_{yx} & u_{yy} \end{vmatrix}. \quad (1.16)$$

При помощи оператора вращения  $\mathbf{R}(\theta)$

$$\mathbf{R}(\theta) = \begin{vmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{vmatrix} \quad (1.17)$$

исходные волновые поля можно пересчитать в матрицу

$$\mathbf{D}'(t) = \mathbf{R}(\theta)\mathbf{D}(t)\mathbf{R}^T(\theta). \quad (1.18)$$

Эта процедура приводит к повороту направлений воздействия и приема на угол  $\theta$ . Перебор значений угла  $\theta$  позволяет определить такие направления, на которых интенсивность недиагональных компонент матрицы  $\mathbf{D}'(t)$  минимальна и которые соответствуют направлениям элементов симметрии среды. Для нахождения углов  $\theta$  удобно формировать и анализировать так называемые следящие сейсмограммы основной компоненты, для которой направление воздействия совпадает с направлением приема, и побочной компоненты, которая ортогональна основной. Когда на побочной компоненте наблюдается сигнал с минимальной интенсивностью, на основной компоненте можно видеть чистую волну  $S_1$  или  $S_2$ . Метод Альфорда строго справедлив для вертикального распространения волн в горизонтально-слоистой азимутально-анизотропной среде. Кроме того, для его применения необходимы два ортогональных горизонтальных воздействия, что достаточно сложно реализовать при проведении промышленных сейсмических работ, поэтому сегодня данная методика редко используется при обработке данных отраженных волн и ВСП.

В 1986 году Оболенцевой И.Р. и Горшкалевым С.Б. был предложен метод разделения интерферирующих квазипоперечных волн, основанный на расчете функции взаимной корреляции (ФВК) [Оболенцева и Горшкалев, 1986; Горшкалев, 2001]. Основным критерием разделения волн является максимальное подобие формы импульса волн  $S_1$  и  $S_2$ . В данном методе, единственном из всех рассмотренных, для анализа поляризации используются записи всех трех компонент: X, Y и Z, то есть он справедлив для различных углов распространения волн.

На первом этапе необходимо определить главные направления матрицы ковариации компонент во временном окне импульсов поперечных волн:

$$A = \begin{pmatrix} \sum x_i x_i & \sum x_i y_i & \sum x_i z_i \\ \sum y_i x_i & \sum y_i y_i & \sum y_i z_i \\ \sum z_i x_i & \sum z_i y_i & \sum z_i z_i \end{pmatrix}. \quad (1.19)$$

Затем находится направление  $z'$ , перпендикулярное плоскости, содержащей векторы смещения S - волн. В этой плоскости необходимо определить направления, где поперечные волны имеют максимум функции взаимной корреляции, а значит, регистрируются без интерференции. Данный метод позволяет выделить отдельно быструю и медленную волну, не требует двух ортогональных горизонтальных воздействий и может применяться в широком диапазоне углов распространения волн, где расщепленные волны имеют ортогональные вектора смещения. Изначально метод был разработан для систем наблюдения ВСП, однако может успешно применяться и для обработки наземных данных. При наблюдениях на дневной поверхности лучи квазипоперечных волн становятся практически вертикальными, из-за присутствия в разрезе зоны малых скоростей (ЗМС), поэтому можно проводить анализ поляризации этих волн по двум горизонтальным компонентам, т.е. пропустить первый этап метода Горшкалева и Оболенцевой.

Naville С. предложил алгоритм поляризационной фильтрации, в котором так же, как и в методе Горшкалева С.Б. и Оболенцевой И.Р., используется расчет ФВК [Naville, 1986]. В качестве критерия разделения используется симметрия функции взаимной корреляции импульсов поперечных волн, а не ее максимум. Метод также был разработан для систем наблюдения ВСП и субвертикального распространения волн, однако может применяться и для обработки наземных данных.

А.А. Никольский, развивая алгоритм Оболенцевой И.Р. и Горшкалева С.Б., предложил проводить разделение интерферирующих поперечных волн с помощью двухэтапного алгоритма [Никольский, 1987; 1992]. На первом этапе определяется угол поляризации быстрой волны с помощью алгоритма, где в качестве критерия подобия импульсов быстрой и медленной поперечных волн используется расчет функции взаимной корреляции автокорреляционных



функций. На втором этапе параметры анизотропии уточняются с помощью вычисления взаимной корреляции амплитудных спектров двух компонент по следующей формуле:

$$B(\alpha) = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^{m-\delta} [\Phi_x(\alpha, \omega_i) - \bar{\Phi}_x(\alpha)] [\Phi_y(\alpha, \omega_{i-\delta}) - \bar{\Phi}_y(\alpha)], \quad (1.20)$$

где  $\Phi_x(\omega)$  и  $\Phi_y(\omega)$  – амплитудные спектры X- и Y- компонент,  $\bar{\Phi}(\alpha) = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \Phi(\alpha, \omega_i)$  – усредненный спектр в зависимости от угла  $\alpha$ , этот угол на полярных сейсмограммах характеризует отклонение X-компоненты от направления профиля,  $m$  – количество частот, для которых определялся амплитудный спектр. В работах А.А. Никольского представлено успешное опробование предложенной методики при обработке профильных данных отраженных обменных и поперечных волн.

В 1992 М. Harrison предложил метод разделения отраженных PS- волн, в котором в явном виде используется зависимость амплитуд этих волн от соотношения между направлением источник-приемник и векторами поляризации [Harrison, 1992]. Первым шагом алгоритма является вычисление суммы автокорреляции радиальной, направленной вдоль линии источник-приемник, и трансверсальной, ортогональной радиальной, компонент, которая не зависит от ориентации компонент приема, а значит, равна автокорреляции импульсов квазиперечных волн. С использованием суммы автокорреляции можно получить аналитическое выражение для функции взаимной корреляции (ФВК) радиальной и трансверсальной компонент, которое является теоретическим или предсказанным. Далее проводится перебор предполагаемых значений  $\theta$  – угла между направлением быстрой волны и линией наблюдения и  $\Delta t$  – временной задержки между быстрой и медленной волной и вычисляется полный набор предсказанных ФВК  $G(t, \phi, \theta, \Delta t)$  по всем значениям  $\theta$  и  $\Delta t$ . Кроме того, по экспериментальным данным для всех углов поворота  $\phi$  в диапазоне от  $-90^\circ$  до  $90^\circ$  можно вычислить реальную взаимную корреляцию между повернутыми радиальной и трансверсальной компонентами  $Z(t, \phi)$ . Затем рассчитывается функция

$\sigma(\theta, \Delta t)$ , которая представляет собой нормированную ФВК между рассчитанным теоретически значением  $G(t, \phi, \theta, \Delta t)$  и вычисленным по наблюдаемым данным значением  $Z(t, \phi)$ :

$$\sigma(\theta, \Delta t) = \frac{\int_{-\pi/2}^{\pi/2} \int_{-L/2}^{L/2} Z(t, \phi) G(t, \phi, \theta, \Delta t) dt d\phi}{\sqrt{\left[ \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \int_{-L/2}^{L/2} Z^2(t, \phi) dt d\phi \right] \left[ \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \int_{-L/2}^{L/2} G^2(t, \phi, \theta, \Delta t) dt d\phi \right]}} \quad (1.21)$$

Пара значений  $\theta$  и  $\Delta t$ , обеспечивающая максимум  $\sigma(\theta, \Delta t)$ , и определяет параметры, необходимые для разделения волн. Точность нахождения параметров определяется, в первую очередь, шагом перебора параметра  $\Delta t$ , который без интерполяции не может быть сделан меньше шага дискретизации обрабатываемых трасс.

Igel Н. и Crampin S. предложили метод разделения поперечных волн, использующий, как и метод Альфорда, оператор вращения [Igel Н. and Crampin S., 1990]. В данном алгоритме также необходимы два горизонтальных источника, однако ортогональность направлений воздействия не требуется. Данный метод справедлив в случае субвертикального распространения волн. Для заданного направления воздействия в источнике  $\theta$ , путем линейной комбинации исходных импульсов рассчитываются сейсмограммы горизонтальных компонент смещений  $x(\theta, t)$  и  $y(\theta, t)$ . Из их соотношения определяется величина мгновенного направления смещения в точке приема:  $\phi(\theta, t) = \arctg(y(\theta, t)/x(\theta, t))$ . Далее во временном окне поперечных волн рассчитывается величина сейсмической энергии  $F(\theta, \phi)$ , которая зависит от углов  $\theta$  и  $\phi$ , и описывает свойства поперечных волн, излучаемых горизонтальными источниками. Распределение энергии в изотропной среде не зависит от направления, и величина  $F(\theta, \phi)$  будет максимальна для углов  $\theta = \phi$ , и равна нулю в случае  $\theta \neq \phi$ . В анизотропной среде когда поперечные волны расщепляются, максимум  $F(\theta, \phi)$  будет совпадать с направлениями поляризации волн  $S_1$  и  $S_2$ . Для всех направлений воздействия в источнике рассчитывается величина суммарной энергии  $S(\phi) = \sum_{\theta=0}^{180} F(\theta, \phi)$ , ко-

торая также имеет два максимума, соответствующие направлениям естественной поляризации. Igel Н. и Crampin S. представили результаты применения данного метода при обработке синтетических наземных данных отраженных поперечных волн и ВСП.

Метод разделения квазипоперечных волн, предложенный Альфордом, оказался не применим в морских условиях из-за невозможности использования направленных горизонтальных источников. Для морских наблюдений был разработан алгоритм, описанный в работах [Mallick and Frazer, 1990; MacBeth, 1996]. Было предложено использовать обменные волны, которые регистрируются на горизонтальных компонентах сейсмоприемника, при воздействии от двух ненаправленных источников, вынесенных на одинаковое расстояние во взаимно перпендикулярных направлениях. При этом источники должны быть идентичными как по динамическим, так и кинематическим характеристикам. При падении на границу продольных волн от этих двух источников, горизонтальные проекции их векторов смещения будут ортогональны и, по аналогии с вращением Альфорда, могут использоваться как направленные воздействия. С помощью этих данных формируется аналог четырехкомпонентной матрицы данных Альфорда. Применение к этой матрице алгоритма Альфорда MacBeth С. назвал псевдовращением [MacBeth, 1996]. Mallick S., Frazer L.N в 1990 показали результаты применения данного подхода на примере морских наблюдений с использованием донных станций, а MacBeth С. в 1996 – на примере морских данных ВСП.

Метод псевдовращений был усовершенствован с целью его применения в наземных условиях, когда из-за сложного рельефа местности или изменчивости условий возбуждения не всегда удается создать два идентичных пункта возбуждения с одинаковым ортогональным выносом. Горшкалевым С.Б. и др. были предложены модификации алгоритма в следующих случаях: если присутствуют вариации альтитуды ПВ и мощности ВЧР; при разных удалениях ПВ, вынесенных в ортогональных или неортогональных направлениях [Gorshkalev et al., 2004].

Если параметры системы наблюдений позволяют выбрать широкий диапазон азимутов направлений источник – приемник, то для разделения обменных волн можно использовать методику, предложенную Li X.-Y. [Li, 1998]. Данный метод был разработан для 3D-3C морских наблюдений. На первом этапе необходимо провести преобразование системы координат приема путем разворота горизонтальных компонент на радиальное (R) направление, совпадающее с направлением источник-приемник, и тангенциальное (T), перпендикулярное ему, и составить азимутальные выборки. На азимутальной выборке тангенциальной компоненты будут видны направления, где интенсивность сигнала падает; такой эффект наблюдается при совпадении азимута T - компоненты с плоскостью симметрии среды. При переходе через эту плоскость сигнал меняет полярность. На основной компоненте в этих направлениях будет наблюдаться волна  $S_1$  или  $S_2$ . Для обеспечения точности получаемых результатов необходимо, чтобы шаг по азимутам был регулярным и достаточно мелким. На втором этапе определяется задержка между быстрой и медленной волнами.

Усовершенствование данной методики было предложено в работах [Vale et al., 2005; Zhang, 2012]. Определение направления естественной поляризации быстрой поперечной волны проводится также по поведению амплитуд тангенциальной компоненты, однако регулярности азимутальной выборки не требуется. Vale R.A. и др. записаны амплитуды радиальной и тангенциальной компонент, зависящие от  $\theta$  – направления поляризации быстрой поперечной волны и от  $\Delta t$  – временной задержки между расщепленными обменными волнами. Для каждого направления выноса источник – приемник из системы наблюдений можно записать выражение для амплитуды T-компоненты, составив систему уравнений. Vale R. A. с соавторами решают эту систему уравнений относительно азимута поляризации быстрой поперечной волны с помощью метода наименьших квадратов. Ch. Zhang предлагает более устойчивое решение этой системы, позволяющее в явном виде определить направления поляризации быстрой и медленной волн. Показано успешное применение методики при обработке синтетических и экспериментальных данных.

## **1.4 Способы изучения анизотропных сред с меняющимися по глубине элементами симметрии**

Довольно часто в геологических средах имеется несколько анизотропных слоев с различными элементами симметрии. В таких условиях на границе каждого анизотропного слоя падающая S-волна расщепляется и происходит удвоение числа поперечных волн. Таким образом, сейсмоприемником регистрируется сложная интерференционная волновая картина. Поэтому для обработки таких данных необходимы процедуры, позволяющие послойно снимать эффект расщепления волн в анизотропных слоях.

### ***1.4.1 Способы компенсации расщепления для систем наблюдения ВСП***

Впервые такая методика была предложена в 1991 году в работах [Winterstein and Meadows, 1991; 1991]. Авторы изучали анизотропию по четырехкомпонентным данным ВСП, когда волновое поле от двух взаимно ортогональных источников записывается на двух взаимно ортогональных приемниках. Целью работы было количественно оценить расщепление поперечных волн, то есть найти направление естественной поляризации быстрой волны и временные задержки между расщепленными волнами. Однако анализ поляризации с помощью вращения Альфорда показал, что параметры анизотропии меняются с увеличением глубины, поэтому была разработана методика компенсации влияния анизотропии в верхних слоях, для того чтобы изучать анизотропию нижних. Для проведения данной процедуры необходимо, чтобы направление естественной поляризации оставалось постоянным внутри слоя и менялось только на границах слоев. Кроме того, слои должны быть достаточно мощными со значительной анизотропией, чтобы корректно определять параметры расщепления волн.

Вначале по результатам поляризационного анализа необходимо определить слои, где поляризация остается постоянной. Затем рассчитываются сей-

смограммы, направление регистрации в которых совпадает с направлением естественной поляризации в первом анизотропном слое. После применения такой процедуры произойдет разделение поперечных волн на быструю и медленную. Временная задержка между расщепленными волнами определяется путем нахождения максимума функции взаимной корреляции между импульсами волн  $S_1$  и  $S_2$ . Затем этот временной сдвиг вводится в компоненты матрицы данных, для которых направление воздействия в источнике совпадает с направлением вектора смещений медленной поперечной волны в верхнем анизотропном слое. Тем самым имитируется одновременный приход волн на подошву первого анизотропного слоя. Такая процедура имитирует распространение только одной поперечной волны в верхнем анизотропном слое и дает возможность изучать поляризацию S- волн в нижележащих анизотропных слоях с помощью методики Альфорда. Процедура компенсации разработана для произвольного количества анизотропных слоев, однако она справедлива только для субвертикального распространения поперечных волн.

В статье [Winterstein et al., 2001] приведены примеры обработки данных ВСП по скважинам в различных регионах США с использованием методики компенсации Winterstein D.F., Meadows M.A 1991 года. В работе приведена статистика изучения анизотропии по большому набору скважин и предложены методические рекомендации для проведения наблюдений ВСП, с целью оптимального изучения анизотропии. Представленные в работе данные показали, что расщепление поперечных волн является довольно частым явлением, степень анизотропии, т. е. отношение скоростей двух квазипоперечных волн, может быть достаточно большим до 21%, и большие значения анизотропии наблюдаются обычно в верхней части разреза. Это подтверждает актуальность тематики диссертационной работы.

MacBeth С. с соавторами [MacBeth et al., 1994]. предложили записывать матрицу четырехкомпонентных данных для нисходящих волн в методе ВСП на  $i$ -ой глубине в соответствии со сверточной моделью:

$$\underline{\mathbf{D}}_i(t) = \underline{\mathbf{G}}(t) * \{ \underline{\mathbf{R}}^T(\theta) \underline{\mathbf{\Lambda}}(t; \tau_1; \tau_2) \underline{\mathbf{R}}(\theta) \} * \underline{\mathbf{S}}(t) + \underline{\mathbf{N}}(t), \quad (1.22)$$

$\underline{\mathbf{S}}(t)$  – матрица, диагональные элементы которой равны импульсам X- и Y- источников;  $\underline{\mathbf{G}}(t)$  – диагональная матрица записей горизонтальных x- и y- приемников,  $\underline{\mathbf{R}}(\theta)$  – двумерный оператор вращения,  $\underline{\mathbf{\Lambda}}$  – диагональная матрица, состоящая из операторов временного сдвига для расщепленных поперечных волн,  $\tau_1$  и  $\tau_2$  – времена пробега волн  $S_1$  и  $S_2$ ,  $\theta$  – направление поляризации быстрой поперечной волны,  $\underline{\mathbf{N}}(t)$  – матрица, содержащая компоненты шума. В идеальных условиях проведения эксперимента, когда ориентация двух горизонтальных источников и приемников точно совпадает, ПВ вынесены на одинаковое удаление и имеют идентичные условия возбуждения, матрицы  $\underline{\mathbf{S}}(t)$  и  $\underline{\mathbf{G}}(t)$  диагональные, и матрица данных симметрична. Направление поляризации быстрой поперечной волны находится с помощью сингулярного разложения матрицы данных  $\underline{\mathbf{D}}_i(t)$  по формуле (1.22). Временная задержка между расщепленными поперечными волнами определяется с помощью нахождения максимума ФВК между импульсами волн  $S_1$  и  $S_2$ . Авторами показано, что несимметричность матрицы данных может быть вызвана: неортогональностью поляризаций расщепленных поперечных волн, изменением направлений симметрии среды с глубиной, ошибками в ориентации источников и приемников. Компенсация расщепления производится путем применения оператора деконволюции

$$\underline{\mathbf{L}}_{STRIP}(t) = \{\underline{\mathbf{R}}^T(\theta_1)\underline{\mathbf{\Lambda}}^{-1}(t)\underline{\mathbf{R}}(\theta_1)\} \quad (1.23)$$

к матрице исходных данных.

Бродовым Л.Ю. и Рыжковым В.И. разработан алгоритм компенсации влияния анизотропии вышележащих слоев для изучения поляризации поперечных волн в нижележащих интервалах на проходящих волнах, названный авторами полноволновой деконволюцией [Brodov and Ryjkov, 1995]. Для сейсмограмм ВСП, записанных трехкомпонентными приемниками при воздействии с помощью двух ортогональных источников, на определенной глубине рассчитывается оператор фильтра, который преобразует интерференционный сигнал таким образом, что на компонентах, параллельных воздействию, импульсы поперечных волн имеют одинаковую форму, а на ортогональных направлениях –

нулевую амплитуду. Полученный оператор применяется к сейсмическим трассам для больших глубин. В результате применения такого алгоритма удается избавиться от влияния анизотропии верхней части разреза, что дает возможность анализировать анизотропию более глубоких интервалов.

Для анализа расщепления поперечных волн в системах наблюдения ВСП Горшкалевым С.Б. и Карстеном В.В. был предложен модифицированный метод компенсации [Gorshkalev and Karsten, 1995; Горшкалев, 2001]. Этот метод позволяет в слоистой азимутально-анизотропной среде с меняющимися от слоя к слою элементами симметрии выделять как проходящие, так и отраженные волны определенного кода. На первом этапе, как и в алгоритме D.F. Winterstein & M.A. Meadows, с помощью вращения Альфорда определяются направления естественной поляризации в первом слое и рассчитываются сейсмограммы быстрой и медленной волны. По сейсмограмме одной из квазипоперечных волн с помощью методов, основанных на вычислении ФВК, определяется направление естественной поляризации в нижнем слое. Затем в сейсмограмму, содержащую медленную волну, вводится временной сдвиг равный задержке между расщепленными волнами на границе. Так происходит компенсация расщепления в верхнем анизотропном слое. Далее, для выделения нисходящей поперечной волны воздействие на границу можно пересчитать на любое направление, сохраняя при этом ориентацию приемников в нижнем слое в соответствии с направлением естественной поляризации, чтобы минимизировать амплитуду одной из поперечных волн. Это можно сделать, подобрав амплитуды падающих волн такими, чтобы

$$k_1 A_1^i T_{1j} + k_2 A_2^i T_{2j} = 0, \quad (1.24)$$

где  $A$  – амплитуда поперечной волны, причем верхний индекс  $i$  обозначает падающую волну, а нижний индекс принимает значения: 1 – в случае волны  $qS_1$ , и 2 в случае волны  $qS_2$ ;  $T_{kj}$  – коэффициенты преломления, где  $k$  – тип падающей волны, а  $j$  – тип преломленной волны;  $k_i$  – амплитудные коэффициенты, раз-



личные для каждой из зануляемых волн. Подобное выражение можно записать и для выделения отраженных волн.

Модернизация алгоритма компенсации заключается в возможности независимого вращения источников и приемников при выделении отраженной волны. Тестирование метода Горшкалевым С.Б. и Карстеном В.В. проводилось на синтетических сейсмограммах, где он показал свою работоспособность.

В работе [Thomsen, 1999] так же, как и в работе [Gorshkalev and Karsten, 1995], представлен алгоритм компенсации расщепления нисходящих поперечных волн в многослойной анизотропной среде для четырехкомпонентных данных ( $2C \times 2C$ ) ВСП.

Направление естественной поляризации в верхнем анизотропном слое ( $\theta_1$ ) определяется из четырехкомпонентных исходных данных с помощью вращения Альфорда. После разворота системы координат источников и приемников на направление  $\theta_1$  диагональные компоненты матрицы данных будут содержать волны  $S_1$  и  $S_2$  в первом анизотропном слое. Временная задержка между этими расщепленными поперечными волнами будет равна:  $\Delta t_1 \equiv t_1^{S_2} - t_1^{S_1}$ .

Для компенсации расщепления поперечных волн в первом анизотропном слое системы координат воздействия и регистрации исходных данных необходимо развернуть на угол  $\theta_1$  и ввести сдвиг  $\Delta t_1$  в соответствующие компоненты матрицы данных.

Для  $2C \times 2C$  метода ВСП матрица данных после компенсации расщепления в верхнем слое будет выглядеть следующим образом:

$$\widehat{\mathbf{D}}_1(t) = \mathbf{R}(\theta_1) \left\{ \begin{bmatrix} U_{xx}^1(t) & U_{xy}^1(t + \Delta t_1) \\ U_{yx}^1(t) & U_{yy}^1(t + \Delta t_1) \end{bmatrix} \times \mathbf{B}_1 \right\} \mathbf{R}^T(\theta_1), \quad (1.25)$$

где  $\mathbf{R}(\theta_1)$  – оператор вращения на угол  $\theta_1$ ;  $\mathbf{U}^1$  – матрица данных в верхнем слое после разворота систем координат регистрации и воздействия на направления естественной поляризации;  $\mathbf{B}_1$  – оператор формирующего фильтра, который выравнивает различное затухание для сигналов, полученных от разных источников. Временная задержка  $\Delta t_1$  вводится в компоненты матрицы  $U_{xy}$  и  $U_{yy}$ , для

которых направление воздействия в источнике совпадает с направлением поляризации медленной поперечной волны в верхнем анизотропном слое.

Теперь матрица данных в следующем анизотропном слое для метода ВСП будет выглядеть:

$$\widehat{\mathbf{D}}_2(t) = \mathbf{R}(\theta_2 - \theta_1) \left\{ \begin{bmatrix} U_{xx}^1(t) & U_{xy}^1(t + \Delta t_1) \\ U_{yx}^1(t) & U_{yy}^1(t + \Delta t_1) \end{bmatrix} \times \mathbf{B}_1 \right\} \mathbf{R}^T(\theta_1 - \theta_2), \quad (1.26)$$

где  $\theta_2$  – направление естественной поляризации быстрой волны в следующем слое;  $\mathbf{R}(\theta_2 - \theta_1)$  – оператор вращения на угол  $\theta_2 - \theta_1$ , который лучше всего минимизирует недиагональные компоненты матрицы данных для нижнего слоя после компенсации анизотропии верхнего слоя.

### ***1.4.2 Способы компенсации расщепления для профильных систем наблюдения***

#### *Отраженные поперечные волны*

Карстеном В.В. и Горшкалевым С.Б. был предложен способ послышной компенсации, применяемый к наземным четырехкомпонентным данным отраженных S-S волн [Karsten and Gorshkalev, 1996]. Как и в предыдущих методиках [Gorshkalev and Karsten, 1995], параметры анизотропных слоев определяются последовательно сверху вниз. На первом этапе для определения направления естественной поляризации в верхнем слое используется вращение по Альфорду, кроме этого определяется временная задержка между  $S_1$  и  $S_2$  равная  $\Delta t$ . После разворота компонент приема на направления естественной поляризации в верхнем слое, диагональные компоненты матрицы данных будут представлять собой записи волн  $S_1$  и  $S_2$ . Если ниже элементы симметрии меняются, то для отраженных волн будут присутствовать импульсы и на недиагональных компонентах матрицы данных. Времена первых вступлений этих импульсов отличаются от времени вступления сигнала на диагональных компонентах матрицы на величину  $\Delta t/2$ . Таким образом, направления поляризации в этом случае не могут определяться как направления с минимальной энергией на побочных ком-

понентах. Найденное значение задержки  $\Delta t$  соответствует разнице времен вступления быстрой и медленной волны при двойном пробеге. Проводится пересчет исходных данных в сейсмограммы, где направления воздействия и приема совпадают с направлением естественной поляризации в верхнем слое. Компенсация расщепления поперечных волн в верхнем слое достигается статическим сдвигом на  $\Delta t/2$  сейсмограммы, у которой направление источника совпадает с направлением поляризации медленной поперечной волны. Такой же сдвиг применяется к компоненте приемника, параллельной смещению в медленной волне, для обеих сейсмограмм от X- и Y- воздействий. Это позволяет устранить временную задержку между расщепленными восходящими поперечными волнами. После компенсации расщепления в верхнем слое как нисходящих, так и восходящих волн можно изучать анизотропные свойства нижнего слоя, для этого необходимо использовать S-волны, отраженные от его подошвы. Метод послойной компенсации строго справедлив для вертикального луча. Однако при тестировании на синтетических сейсмограммах применение данной методики к суммарным трассам общей средней точки (ОСТ) дало положительный результат. Уверенное разделение отраженных волн было получено до удалений, равных половине глубины до отражающей границы [Горшкалев, 2001].

В работе [Thomsen, 1999] представлен алгоритм компенсации расщепления поперечных волн в многослойной анизотропной среде для четырехкомпонентных данных ( $2C \times 2C$ ) отраженных S-S волн. Направление естественной поляризации в верхнем анизотропном слое ( $\theta_1$ ) определяется из четырехкомпонентных исходных данных с помощью вращения Альфорда.

В случае  $2C \times 2C$  данных отраженных S-S волн, матрица данных после компенсации расщепления в верхнем слое имеет вид:

$$\widehat{\mathbf{D}}_1(t) = \mathbf{R}(\theta_1) \left\{ \mathbf{B}_1 \times \begin{bmatrix} U_{xx}^1(t) & U_{xy}^1(t + \Delta t_1) \\ U_{yx}^1(t + \Delta t_1) & U_{yy}^1(t + 2\Delta t_1) \end{bmatrix} \times \mathbf{B}_1 \right\} \mathbf{R}^T(\theta_1). \quad (1.27)$$

В данном случае в компоненту  $U_{yy}$  вводится двойная задержка  $\Delta t_1$ , поскольку данная волна идет от источника как медленная и отражается как медленная, таким образом два раза пересекает верхний анизотропный слой. В компоненты

$U_{xy}$  и  $U_{yx}$  матрицы данных вводится единичная задержка  $\Delta t_1$ , так как эти волны один раз пересекают верхний анизотропный слой как медленные.

В случае  $2C \times 2C$  данных отраженных S-S волн, матрица данных в нижнем слое, после компенсации анизотропии верхнего слоя принимает вид:

$$\widehat{\mathbf{D}}_2(t) = \mathbf{R}(\theta_2 - \theta_1) \left\{ \mathbf{B}_1 \times \begin{bmatrix} U_{xx}^1(t) & U_{xy}^1(t + \Delta t_1) \\ U_{yx}^1(t + \Delta t_1) & U_{yy}^1(t + 2\Delta t_1) \end{bmatrix} \times \right. \quad (1.28)$$

$$\left. \mathbf{B}_1 \right\} \mathbf{R}^T(\theta_1 - \theta_2).$$

Предложенные Томсеном методы аналогичны описанным Горшкалевым С.Б. и Карстеном В.В. в 1995 и 1996 годах [Gorshkalev and Karsten, 1995; Karsten and Gorshkalev, 1996]. В работе Томсена приведено более полное формульное описание алгоритмов компенсации, а также предложено использовать оператор формирующей фильтрации для выравнивания различного затухания сигналов, полученных от разных источников. Основными ограничениями данных методик является наличие четырехкомпонентных данных, кроме того они строго справедливы только для вертикального распространения волн. В случае наземных наблюдений в качестве приближения данных на вертикальном луче обычно используют суммотрассы общей глубинной точки.

В работе [Li and MacBeth, 1995] предложен альтернативный метод определения изменений поляризации поперечных волн с глубиной по отраженным S-S волнам, наблюдаемым на дневной поверхности. Матрица четырехкомпонентных данных записывается в соответствии со сверточной моделью и с использованием приближенных формул для коэффициентов отражения. Далее для определения параметров расщепления используется сингулярное разложение записанной таким образом матрицы данных. Для изучения поляризации поперечных волн в нижнем слое используются волны, отраженные от его кровли, что является преимуществом по сравнению со способом послонной компенсации, предложенным С.Б. Горшкалевым и В.В. Карстеном, в котором необходимо анализировать S-волны, отраженные от подошвы этого слоя. Использование приближенных формул расчета для коэффициентов отражения является недо-

статком метода, в связи с чем его применение ограничивается небольшими углами изменения направлений симметрии.

### Отраженные обменные волны

В литературе имеется крайне малое количество работ, посвященных анализу анизотропии и компенсации расщепления отраженных обменных волн по профильным трехкомпонентным данным. В 2D системах наблюдения присутствует только одно направление источник-приемник, в этих случаях для разделения квазипоперечных волн используют методы, основанные на расчёте функции взаимной корреляции (ФВК) между сигналами на горизонтальных компонентах.

В работе [Lou et al., 2001] дается пример изучения поляризации обменных волн по данным, зарегистрированным на океаническом дне кабельной системой наблюдений, в статье [Wang et al., 2006] – пример обработки 2D-3C данных, полученных в северо-восточном Китае. Главным критерием разделения расщепленных волн в этих работах является подобие формы импульса быстрой и медленной отраженных обменных волн. В описанных работах производится только разделение отраженных обменных волн по профильным данным и не предложено методов компенсации расщепления этих волн.

Способ компенсации расщепления отраженных обменных волн для профильных систем наблюдений впервые был предложен в работах [Горшкалев и др., 2002, 2004]. Результаты компенсации представлены для синтетических волновых полей, рассчитанных по обобщенной модели ЮТЗ. Как уже отмечалось выше, при переходе к профильным системам наблюдения, из-за отсутствия представительной азимутальной выборки, для разделения квазипоперечных волн используются методы, основанные на расчёте ФВК. Параметры расщепления PS-волн в верхнем анизотропном слое определялись как по суммарным общей точки обмена (ОТО), так и по исходным сейсмограммам горизонтальных компонент с помощью метода поляризационного анализа по алгоритму [Горшкалев и Оболенцева, 1986]. Для описанной в работах обобщенной модели ЮТЗ показано, что точность определения параметров не зависит от ба-

зы суммирования. Сама процедура компенсации включала в себя: преобразование системы координат приема путем разворота на направления естественной поляризации в верхнем слое, введение сдвига в компоненту медленной волны и разворот системы координат приема обратно на направления профиля. Компенсация была проведена как по суммотрассам ОТО, так и по исходным сейсмограммам. После этого был успешно проведен поляризационный анализ рифейских отражений и определены параметры расщепления PS-волн в нижнем анизотропном слое. Данный метод применим в горизонтально-слоистой среде с однородными анизотропными слоями и в средах, где нет значительного изменения временной задержки между расщепленными обменными волнами в зависимости от удаления источник – приемник.

### ***1.4.3 Способы компенсации расщепления для систем наблюдения 3D***

Gaiser J. предложил алгоритм компенсации анизотропии для 3D наблюдений на отраженных обменных волнах [Gaiser, 1997]. Данный метод позволяет без использования каких-либо специальных систем наблюдений или источников получать информацию о поляризации PS-волн в анизотропной среде. Обработку предложено проводить по сейсмограммам ОТО, из которых выбираются данные, зарегистрированные на двух трехкомпонентных приемниках, при воздействии от двух источников продольных волн, вынесенных на одинаковое удаление во взаимно перпендикулярных направлениях, как в методе псевдо-вращений [MacBeth, 1996]. С использованием этих данных формируется четырехкомпонентная матрица, по которой методом Альфорда определяется направление естественной поляризации быстрой поперечной волны в верхнем слое. После преобразования систем координат воздействия и приема путем разворота на направления естественной поляризации, в компоненту медленной волны вводился временной сдвиг, равный задержке между расщепленными поперечными волнами. Такая процедура компенсирует расщепление отраженных

обменных волн в верхнем анизотропном слое и позволяет продолжить изучение поляризации PS-волн в нижележащих слоях.

В своей работе 1999 года Gaiser привел пример использования разработанной методики при обработке экспериментальных данных, полученных в Северном море [Gaiser, 1997]. Для определения направления поляризации быстрой волны использовались азимутальные супербины общей точки обмена для радиальной и трансверсальной компонент, в которых данные после введения кинематики были просуммированы в 10-ти градусных секторах. Временные задержки определялись путем расчета разности между прокоррелированными по супербинам волнами  $S_1$  и  $S_2$ .

Одним из ограничений данного метода является необходимость иметь представительную азимутальную выборку для формирования четырехкомпонентной матрицы данных. Это требование не является проблемой для площадных наблюдений, однако невыполнимо, например, при переходе к 2D наблюдениям. Существенным ограничением данного метода является предположение о горизонтально-слоистой среде с однородным анизотропным слоем, поскольку при наклонной отражающей границе времена отраженной PS-волны будут зависеть от азимута даже в изотропной среде, а латеральные изменения анизотропных свойств приведут к тому, что параметры расщепления будут меняться в зависимости от выбора направлений двух взаимно ортогональных выносов источник – приемник. В качестве исходных данных в алгоритме используются суммотрассы, полученные в ограниченном диапазоне удалений, где лучи отраженных PS-волн близки к вертикали и временная задержка между быстрой и медленной волной слабо зависит от азимута, что позволяет использовать постоянный временной сдвиг между расщепленными обменными волнами.

В 2009 году Ross Naascke и др. предложили модификацию алгоритма компенсации [Gaiser, 1997] для 3D морских наблюдений на обменных волнах с использованием донных станций [Naascke et al., 2009]. Основное усовершенствование заключается во введении дополнительной переменной  $\Delta t_p$ , отвечающей за разницу времен пробега P-волны на нисходящем отрезке луча от двух источни-

ков, вынесенных во взаимно ортогональных направлениях. Величина  $\Delta t_p$  может быть связана с литологическими и структурными неоднородностями или с анизотропией скоростей Р-волн. Статическая поправка  $\Delta t_p$  вводится в матрицу исходных данных до применения вращения Альфорда:

$$\mathbf{R}(t) = \begin{bmatrix} U_{xx}(t) & U_{xy}(t) \\ U_{yx}(t + \Delta t_p) & U_{yy}(t + \Delta t_p) \end{bmatrix}. \quad (1.29)$$

Затем применяется алгоритм Альфорда:

$$\mathbf{D} = \mathbf{PRP}^{-1}, \quad (1.30)$$

где  $\mathbf{P}$  – оператор вращения.

Авторами было предложено минимизировать целевую функцию

$$\Phi = \frac{\int_{t_1}^{t_2} D_{xy}^2(t) + D_{yx}^2(t) dt}{\int_{t_1}^{t_2} D_{xx}^2(t) + D_{yy}^2(t) dt} \quad (1.31)$$

для нахождения  $\Delta t_p$  и угла  $\theta$ . В статье описано применение данного алгоритма к экспериментальным данным, где он показал свою эффективность. Основные ограничения метода остались такие же, как в методе [Gaiser, 1997].

В работе [Simmons, 2009] автор предлагает новый метод оценки параметров расщепления и его компенсации по 3D данным отраженных обменных волн, названный им SEAC – splitting estimation and compensation. Предварительная обработка данных включает в себя определение и введение кинематических поправок, миграцию во временной области и суммирование по удалениям. В качестве исходных данных используются азимутальные выборки общей точки обмена для радиальной и трансверсальной компонент, просуммированные в 10-ти градусных секторах. После прохождения через анизотропный слой амплитуды радиальной и тангенциальной компонент будут зависеть от  $\alpha = \theta - \phi$ , где  $\theta$  – направление поляризации быстрой поперечной волны,  $\phi$  – направление линии источник – приемник, и от  $\Delta t$  – временной задержки между расщепленными обменными волнами, и запишутся следующим образом

$$\widehat{U}_R(t) = U_R(t) \cos^2 \alpha + U_R(t - \Delta t) \sin^2 \alpha, \quad (1.32)$$



$$\widehat{U}_T(t) = U_R(t) \sin \alpha \cos \alpha - U_R(t - \Delta t) \sin \alpha \cos \alpha, \quad (1.33)$$

где  $U_R(t)$  – радиальная компонента исходного волнового поля.

Во временном окне, соответствующем отраженной PS-волне, производится перебор пар значений  $\theta$  и  $\Delta t$ . Система координат трасс в азимутальной выборке преобразовывается путем разворота на направления естественной поляризации, в компоненту медленной волны вводится сдвиг  $\Delta t$  и затем производится обратное преобразование системы координат. После этого анализируется энергия, оставшаяся на тангенциальной компоненте. Минимальная энергия соответствует корректной компенсации расщепления отраженной обменной волны в анизотропном слое. В статье [Simmons, 2009] показано применение данного метода при обработке синтетических и экспериментальных данных. Метод [Simmons, 2009] так же, как методы [Gaiser, 1997] и [Haacke et al., 2009], применим в однородных горизонтально слоистых средах.

Опубликовано множество статей с результатами применения процедуры компенсации при обработке сейсмических данных в различных районах, например в Северном море [Gaiser, 1999], в Мексиканском заливе [Gaiser, 2000], в США [Gaiser, 1999], в Канаде [Whale et al., 2009], в Китае [Li and Li, 2011; Li et al., 2011]. Однако остается еще множество нерешенных проблем, связанных в первую очередь с вариацией временной задержки между расщепленными поперечными волнами в зависимости от азимута и удаления.

В работе [Gumble and Gaiser, 2006] представлено применение процедуры компенсации расщепления к 3D-3C синтетическим и экспериментальным данным до суммирования. Рассмотрены синтетические четырехслойные модели: с НТІ симметрией, с ТТІ симметрией и соответствующие им изотропные модели для сравнения после компенсации расщепления отраженных обменных волн. Для этих моделей рассчитаны 3D-3C волновые поля для системы наблюдения с источником в центре и приемниками, размещенными по сетке с шагом 100 м, максимальные выносы  $\pm 1500$  м. Были получены радиальная (R) и тангенциальная (T) компоненты, в сейсмограммы которых были введены кинематические поправки. Методика компенсации расщепления заключалась в следующем. Для

выбранного отражения, сначала самого верхнего, рассчитывались среднеквадратичные амплитуды радиальной и тангенциальной компонент, по графикам которых авторами было предложено определять направления симметрии среды. Затем R- и T- компоненты были преобразованы в компоненты быстрой и медленной волны, с использованием которых, путем расчета ФВК между  $PS_1$  и  $PS_2$ , были получены временные задержки между расщепленными волнами. При проведении компенсации расщепления в компоненту медленной волны вводился единый сдвиг, равный среднему значению задержки для всего набора приемников. Затем R-компонента модели, для которой было скомпенсировано расщепление в слое, сравнивалась с R-компонентой в соответствующей изотропной модели. При сравнении были установлены ошибки в амплитудах компонент и в определении ориентации элементов симметрии среды. Аналогично была проведена компенсация для экспериментальных данных до суммирования, результаты которой сравнивались с результатами компенсации расщепления по данным после суммирования. Направления симметрии среды и временная задержка, определенные по данным до и после суммирования, хорошо согласуются. Целью статьи, как отмечают авторы, было показать, что существующие методы компенсации, используемые для сейсмических данных после суммирования, не применимы к данным до суммирования. Такие алгоритмы усредняют изменения расщепления поперечных волн в зависимости от азимута и от удаления и являются некоторым приближением нулевого выноса для полной компенсации расщепления поперечных волн по данным до суммирования. Авторами рекомендуется развивать методики компенсации расщепления для данных до суммирования.

## **1.5 Актуальность создания методики обработки данных 2D-3С для компенсации расщепления отраженных обменных волн в неоднородных азимутально-анизотропных средах**

Одна из задач диссертационного исследования состоит в разработке методики обработки данных 2D-3С с применением процедуры компенсации отраженных обменных волн в неоднородном азимутально-анизотропном слое.

В предыдущем разделе были описаны существующие методы компенсации расщепления отраженных обменных волн в анизотропных средах для различных систем наблюдения. Алгоритмы [Gaiser, 1997; Naacke et al., 2009; Simmons, 2009] предназначены для 3D систем наблюдения, когда есть несколько направлений источник-приемник, и используют в качестве поляризационного анализа методику псевдовращений. Они разработаны для однородной горизонтально-слоистой среды, поскольку в них для компенсации используются единые параметры расщепления. Однако если среда обладает сильной анизотропией, или границы не горизонтальны, то временная задержка между расщепленными обменными волнами будет зависеть от азимута и удаления источник-приемник. Также если среда является неоднородно анизотропной, то параметры расщепления будут меняться при переходе от одной точки приема к другой.

В случае профильных наблюдений на обменных волнах, когда есть только одно направление источник-приемник, необходим другой подход к поляризационному анализу. Такой подход предлагается в работах [Горшкалева и др., 2002, 2004]. В качестве методов определения параметров расщепления могут применяться алгоритмы, использующие расчёт ФВК между сигналами на двух горизонтальных компонентах, например, [Оболенцева и Горшкалев, 1986; Harrison, 1992]. Метод Горшкалева С.Б. справедлив в однородных горизонтально-слоистых средах, поскольку определяются единые параметры расщепления. Поэтому для сред, где есть зависимость временной задержки между расщепленными обменными волнами от азимута и удаления источник-приемник, а

также для неоднородно анизотропных сред, предложенный Горшкалевым и др. метод компенсации не может быть использован.

В работе [Gorshkalev et al., 2007] был представлен пример обработки данных отраженных PS-волн с компенсацией их расщепления в ВЧР в ЮТЗ. В условиях быстроменяющихся по латерали элементов симметрии верхнего анизотропного слоя, определение параметров расщепления и его компенсация проводилось в каждой точке приема, после этой процедуры на разрезах ОТО на Y-компоненте остался сигнал, что говорит о некорректности компенсации. Авторам работы [Gorshkalev et al., 2007] пришлось повторно определять параметры расщепления и компенсировать его по разрезам ОТО, что позволило собрать всю энергию сигнала на X-компоненту, но является процедурой некорректной, поскольку обрабатывается суммарный сигнал, полученный во множестве точек приема с различными анизотропными свойствами ВЧР. В результате такой обработки параметры компенсации меняются хаотически по профилю и по этой причине в статье не приводятся. Кроме того, пример, приведенный в статье, является очень ограниченным участком профиля, где полученные результаты были более-менее корректны. Именно эта работа показала, что необходимым является создание новой, существенно более сложной методики обработки для успешного решения задачи компенсации расщепления в неоднородной азимутально-анизотропной ВЧР.

**ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ 2D-3С  
С КОМПЕНСАЦИЕЙ РАСЩЕПЛЕНИЯ  
ОТРАЖЕННЫХ ОБМЕННЫХ ВОЛН  
В НЕОДНОРОДНОЙ АЗИМУТАЛЬНО-АНИЗОТРОПНОЙ ВЧР**

**2.1 Основы методики компенсации расщепления PS-волн  
в неоднородной азимутально-анизотропной ВЧР  
для профильных многокомпонентных данных**

Основы методики компенсации расщепления PS-волн в неоднородной азимутально-анизотропной ВЧР для данных 2D-3С были описаны в работе [Горшкалев и др., Технологии сейсморазведки №2, 2011].

В геологических средах, в которых выше целевого интервала располагается азимутально-анизотропный слой, волновая картина осложняется влиянием анизотропии этого слоя. В таких средах происходит расщепление отраженной обменной волны в верхнем слое на быструю  $PS_1$  и медленную  $PS_2$ . Эти две волны характеризуются взаимно ортогональной поляризацией (Рисунок 2.1). При прохождении через анизотропный интервал по лучам длиной  $l_1$  и  $l_2$  эти две волны, обладающие различными скоростями  $v_{PS_1}$  и  $v_{PS_2}$ , регистрируются на поверхности с задержкой по времени между ними  $\Delta t = \left( \frac{l_2}{v_{PS_2}} - \frac{l_1}{v_{PS_1}} \right)$ .

Если анизотропный слой располагается в верхней части разреза и характеризуется пониженными скоростями, то разница между лучами, вдоль которых распространяются расщепленные обменные волны, будет очень мала и ей можно пренебречь. Таким образом, при субвертикальном распространении волны  $PS_1$  и  $PS_2$  будут регистрируются на поверхности с задержкой по времени между

ними  $\Delta t = l \left( \frac{1}{v_{PS_2}} - \frac{1}{v_{PS_1}} \right)$  и будут иметь взаимно ортогональную поляризацию.

Случай, когда  $PS_1$  и  $PS_2$  распространяются вдоль существенно различных лучей будет рассмотрен в главе 3.

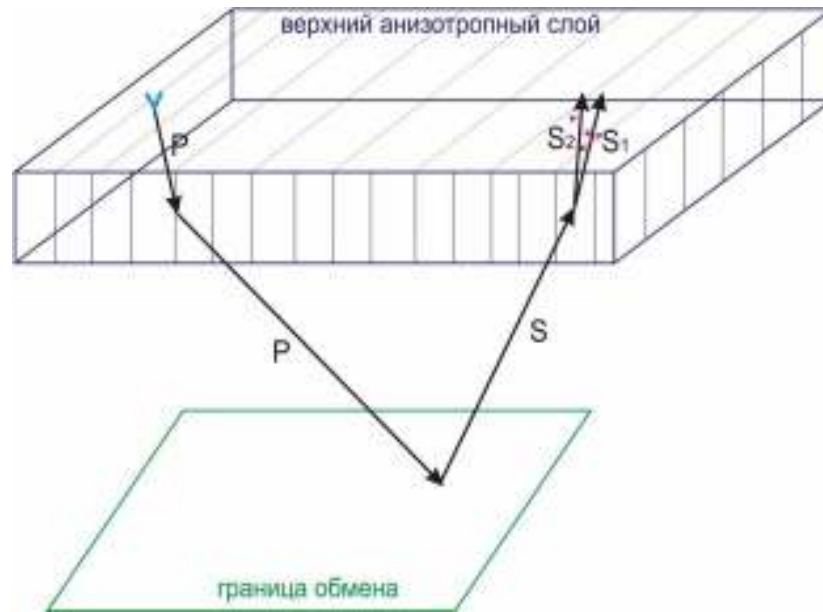


Рисунок 2.1 – Расщепление отраженных PS-волн в азимутально-анизотропной ВЧР.

В изотропной среде с субгоризонтальными границами вектор смещения отраженной обменной волны на подошве верхнего слоя лежит в вертикальной плоскости, содержащей линию наблюдений. Наличие зоны малых скоростей (ЗМС) в верхней части разреза приводит к тому, что восходящие лучи становятся практически вертикальными и обменные волны регистрируются в горизонтальной плоскости только на X-компоненте, направленной вдоль профиля. В связи с этим данная компонента далее будет называться основной.

Пусть направление поляризации быстрой волны составляет с линией наблюдения угол  $\theta$ , отсчитываемый от положительного направления основной компоненты X к положительному направлению побочной компоненты Y (Рисунок 2.2), а горизонтальная проекция вектора смещения отраженной обменной волны на подошве анизотропного слоя имеет вид  $S(t)$ . Тогда в системе координат, определяемой направлениями поляризации, импульсы быстрой  $PS_1$  и медленной  $PS_2$  волн запишутся как

$$\begin{aligned} PS_1(t) &= S(t) \cos \theta; \\ PS_2(t) &= -S(t - \Delta t) \sin \theta. \end{aligned} \quad (2.1)$$

Зарегистрированные в такой среде основная  $X(t)$  и побочная  $Y(t)$  компоненты представляются в виде

$$\begin{bmatrix} X(t) \\ Y(t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} PS_1(t) \\ PS_2(t) \end{bmatrix}. \quad (2.2)$$

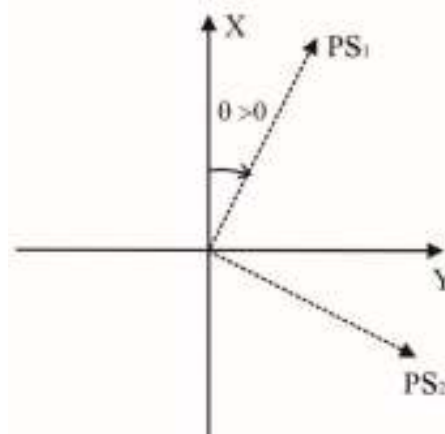


Рисунок 2.2 – Соотношение между системой координат естественной поляризации и системой координат регистрации.

Таким образом, при регистрации обменных волн как на основной, так и на побочной компонентах, в общем случае, регистрируются интерференционные сигналы (Рисунок 2.3, а). Их форма меняется в зависимости от угла  $\theta$  между направлением поляризации быстрой волны и линией наблюдения, а также от временной задержки  $\Delta t$  между расщепленными обменными волнами. Следовательно, появление отраженных обменных волн на  $Y$ -компоненте в среде с горизонтальными границами свидетельствует об азимутальной анизотропии геологического разреза. При обработке данных отраженных обменных волн в средах, где присутствует анизотропия, проводится компенсация расщепления PS-волн.

Наблюдения на отраженных PS-волнах не позволяют найти упругие постоянные азимутально анизотропного слоя, поскольку неизвестным остается конкретный интервал глубин, на котором происходит расщепление PS-волн. В этой ситуации надежно могут быть определены только параметры, описывающие расщепление поперечных волн на субвертикальных лучах. Проведение процедуры компенсации расщепления обменных волн в верхнем низкоскоростном анизотропном слое возможно в модели любой симметрии, имеющей вертикальную плоскость симметрии.

За основу разработанной методики брался метод компенсации расщепления отраженных PS-волн, предложенный в работах [Горшкалев и др., 2002; 2004]. Ниже приведено его подробное описание.

1. Для компенсации влияния анизотропии ВЧР на первом этапе необходимо найти параметры  $\theta$  и  $\Delta t$ , описывающие это влияние. Данные параметры необходимо определять из анализа обменных волн (Рисунок 2.3, а), отражённых от одного из верхних маркирующих горизонтов.

2. Далее, с использованием определенных углов  $\theta$  необходимо преобразовать систему координат регистрации путем поворота на направления естественной поляризации:

$$\begin{bmatrix} \bar{X}(t) \\ \bar{Y}(t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X(t) \\ Y(t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} PS_1(t) \\ PS_2(t) \end{bmatrix}. \quad (2.3)$$

В результате будут получены компоненты волн  $PS_1$  и  $PS_2$ , под которыми понимаются компоненты регистрации, параллельные горизонтальным проекциям векторов смещения быстрой и медленной обменных волн соответственно (Рисунок 2.3, б).

3. Необходимо ввести сдвиг на меньшие времена на величину  $\Delta t$  в компоненту медленной волны. Запись компоненты со сдвигом выражается формулой:

$$\bar{Y}^*(t) = \bar{Y}(t + \Delta t) = -S(t) \sin \theta. \quad (2.4)$$

Такая процедура имитирует одновременный приход волн  $PS_1$  и  $PS_2$  в точку регистрации, что компенсирует эффект расщепления обменных волн в верхнем анизотропном слое (Рисунок 2.3, в).

4. Затем проводится преобразование системы координат приема путем обратного разворота на направление профиля:

$$\begin{bmatrix} X'(t) \\ Y'(t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \bar{X}(t) \\ \bar{Y}^*(t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} S(t) \\ 0 \end{bmatrix}. \quad (2.5)$$

В результате такой операции на основной компоненте должна восстановиться исходная форма сигнала  $S(t)$ , а на побочной компоненте сигнал должен обну-



литься (Рисунок 2.3, г).  $X'(t)$  и  $Y'(t)$  – X и Y-компоненты после проведения процедуры компенсации.

Такая процедура не заменяет азимутально-анизотропный слой изотропным, она компенсирует расщепление PS-волн в нем и имитирует распространение только одной волны  $PS_1$ . Динамические и кинематические особенности волны  $PS_1$  сохраняются и их можно анализировать по сейсмограмме после проведения процедуры компенсации.

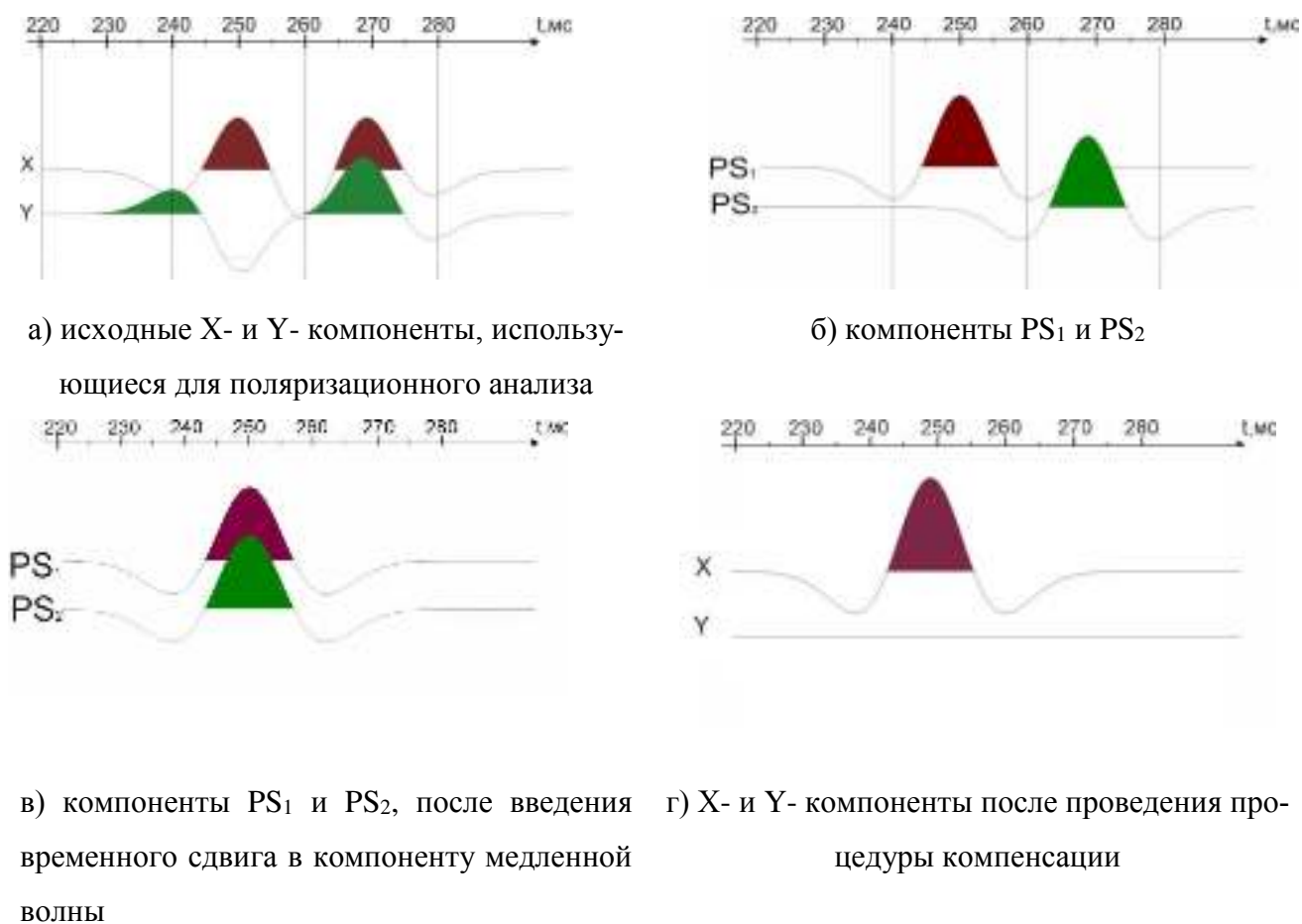


Рисунок 2.3 – Иллюстрация метода компенсации расщепления отраженных PS-волн в ВЧР.

ЮТЗ и прилегающие к ней территории характеризуются резко расчленённым рельефом местности с большими перепадами высот, что способствует развитию негидростатичного напряженного состояния в верхней части разреза, которое приводит к возникновению сильной азимутальной анизотропии ВЧР. При переходе от одной точки наблюдения к другой меняется направление поляризации быстрой волны и временная задержка между расщепленными обменными волнами [Gorshkalev et al., 2007; Горшкалев, 2001].

Это может быть связано с изменением плоскостей симметрии среды, изменением её упругих постоянных или мощности анизотропного слоя. То есть, ВЧР в этом районе представляет собой неоднородный азимутально анизотропный низкоскоростной слой.

На рисунке 2.4 представлена синтетическая сейсмограмма ОТО для PS-волны, отраженной от подошвы изотропного слоя мощностью 500 м, скорости распространения упругих волн в котором составляют  $V_p = 4$  км/с,  $V_s = 2.1$  км/с. Это отражение осложнено расщеплением в низкоскоростной неоднородной азимутально анизотропной ВЧР, где лучи субвертикальны. Мощность ВЧР меняется от 50 до 80 м, скорости распространения упругих волн на вертикали составляют  $V_p = 2$  км/с,  $V_s = 1$  км/с. Переменные параметры расщепления представлены на графиках: синим цветом показаны направления естественной поляризации быстрой поперечной волны, оранжевым – временные задержки между расщепленными волнами. В сейсмограмму введены статические поправки за ПВ, уровень приведения – подошва ВЧР. На исходной сейсмограмме видно, что меняющиеся элементы симметрии среды в каждой точке приема искажают форму сигнала по-разному. Сигнал преобладает то на X-, то на Y-компоненте, кроме того, форма сигнала является интерференционной, и при переходе от точки наблюдения к другой. В таких условиях невозможно корректно определить скоростные законы и статические поправки за ПП. Поэтому необходимо скомпенсировать расщепление отраженной обменной волны в ВЧР. После разворота направлений регистрации на направления естественной поляризации, свое в каждой точке приема, происходит разделение расщепленных волн на  $PS_1$  и  $PS_2$  (Рисунок 2.4). Форма сигнала быстрой и медленной волн становится стабильной, однако видны меняющиеся задержки между этими волнами. На сейсмограмме после компенсации виден сигнал с устойчивой формой импульса только на X-компоненте. По таким сейсмограммам можно корректно проводить скоростной анализ, определять статические поправки за ПП и получать суммарный разрез.

При обработке реальных данных достаточно проблематично определять параметры расщепления PS-волн для каждой пары трасс (X- и Y- компонент) с помощью поляризационного анализа из-за низкого соотношения сигнал/помеха. В связи с этим возникает необходимость создания методики компенсации расщепления PS-волн в ВЧР в таких сложных условиях, для того чтобы получить достоверные данные о глубинном строении разреза.

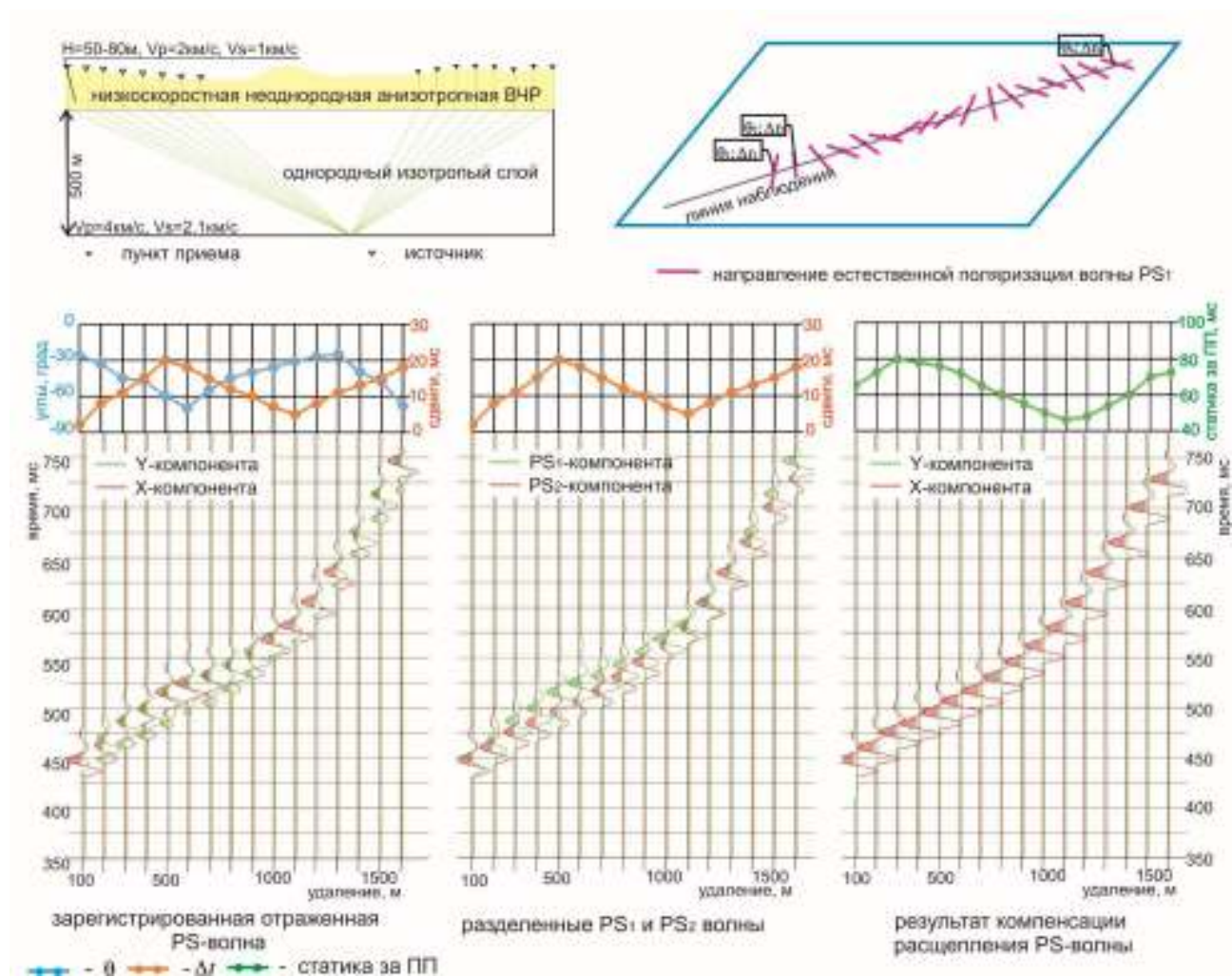


Рисунок 2.4 – Сейсмограмма ОТО отраженной PS-волны в среде с низкоскоростной неоднородной азимутально-анизотропной ВЧР. На графиках показаны параметры расщепления PS-волны: синим –  $\theta$ , оранжевым –  $\Delta t$  и статические поправки за ПП – зеленым.

В данной главе представлена разработанная методика компенсации расщепления отраженных обменных волн в неоднородном азимутально-анизотропном верхнем слое для системы наблюдений 2D-3С. Результаты применения предложенной методики проиллюстрированы на примере обработки данных многокомпонентных профильных наблюдений на прилегающих к ЮТЗ

территориях, где такая обработка является весьма актуальной. В работе использовались: 1) трёхкомпонентные наблюдения на профиле Оморинский – 1, полученные в 2005 году ОАО «Енисейгеофизика», на профиле расположена скважина Оморинская – 10, для которой имеются данные ВСП; 2) трёхкомпонентные наблюдения на профилях № 101 и № 112 в пределах южного склона Байкитской антеклизы, проведенные ОАО «Тюменнефтегеофизика» в 2007 г.

## 2.2 Геологическое строение исследуемого района

Район работ расположен на Сибирской платформе, в юго-западной части Байкитской антеклизы (Рисунок 2.5). Описание геологического строения района сделано на основе работ [Конторович и др., 1996; Горшкалев, 2001; Мельников и др., 2011].

Тектоническое строение Сибирской платформы определяется двумя структурными этажами: кристаллическим фундаментом и вулканогенно-осадочным чехлом. В строении осадочного чехла принимают участие отложения рифея, венда и кембрия. На поверхности обнажаются породы среднего-верхнего кембрия, ордовика, четвертичной системы и образования трапповой формации [Горшкалев, 2001].

Кристаллический фундамент образуют два комплекса пород – архейского и нижнепротерозойского возраста, прорванные интрузиями. Архейские образования представлены гнейсами и гранитогнейсами. На размытой поверхности архейского комплекса залегает нижнепротерозойская толща, состоящая из глубоко метаморфизованных пород: гнейсов, сланцев, мраморов, кварцитов, амфиболитов. Фундамент имеет сложное блоковое структурное строение, представляет собой систему прогибов и валообразных поднятий. Он включает в себя блоки с различными граничными скоростями: с аномально высокими (6,8 – 7,2 км/с) и относительно низкими (5,7 – 6,1 км/с), свидетельствующими о неоднородности его состава. Фундамент залегает на абсолютных отметках –2,8 –

3,2 км, постепенно погружаясь в юго-западном, южном и юго-восточном направлениях до 4 и более километров [Горшкалев, 2001].

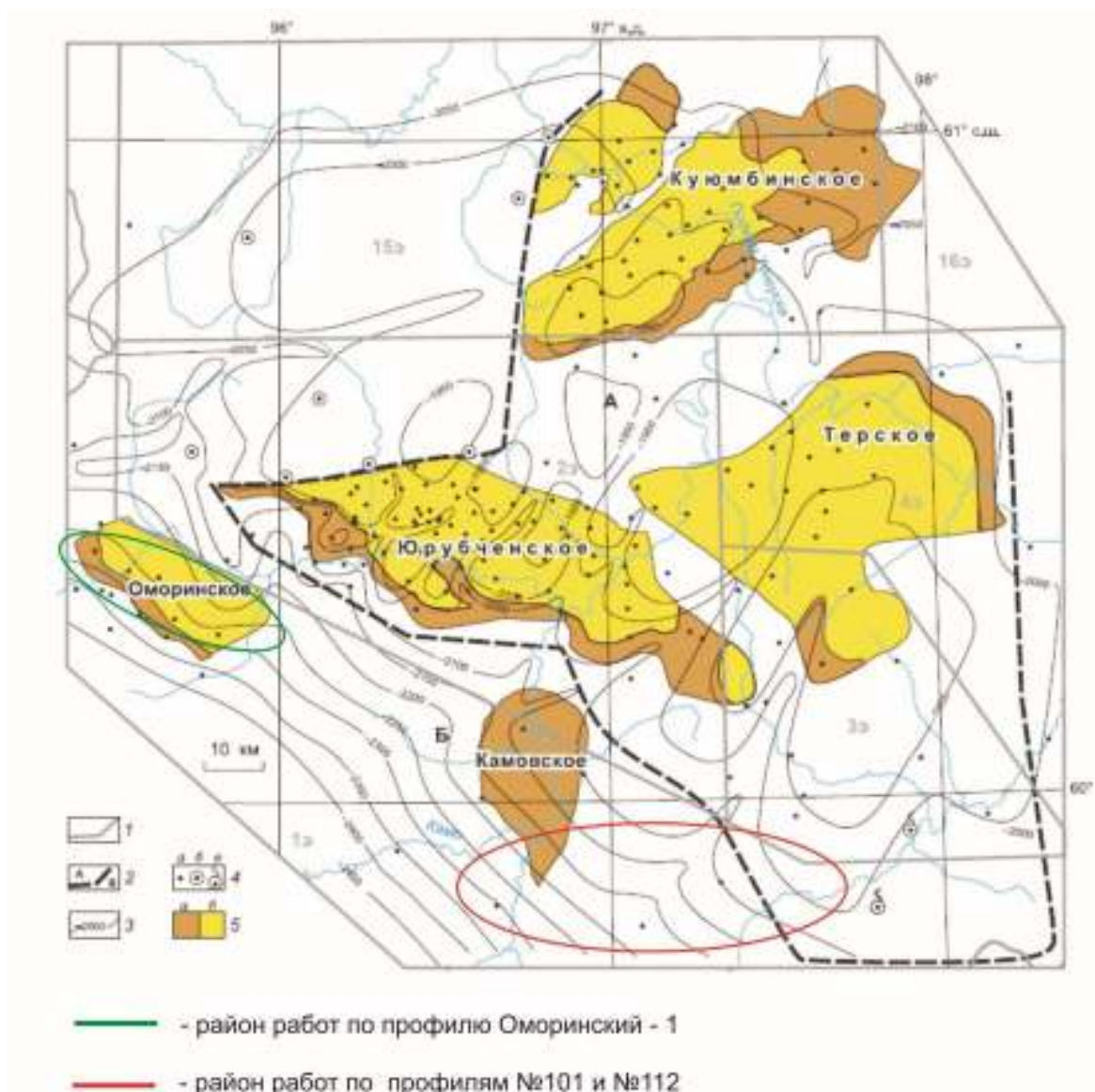


Рисунок 2.5 – Юрубчено-Тохомская зона нефтегазонакопления и прилегающие к ней территории [Мельников и др., 2011].

1, 2 — границы: 1 — лицензионных участков, 2 — зон нефтегазонакопления: А — Юрубчено-Тохомская, Б — Оморинская; 3 — изогипсы подошвы венда (м); 4 — скважины (а), вскрывшие граниты фундамента (б), с притоками нефти и газа (в); 5 — месторождения: нефтяные (а), газовые (б). Лицензионные участки: 1э — Оморинский, 2э — Юрубченский, 3э, 4э — Терско-Камовский (южная и северо-восточная части соответственно), 15э — Куюмбинский, 16э — Кординский.

На рисунке 2.6 приведена литолого-стратиграфическая колонка в сопоставлении с данными акустического каротажа, пластовыми скоростями про-

дольных и поперечных волн, и значениями параметра  $V_s/V_p$ , полученными в результате обработки данных ВСП по скважине Оморинская – 10 [Результаты изучения скоростной характеристики разреза и строения околоскважинного пространства по данным ВСП скважины ОМ-10. Отчёт по договору №404-42 между ИНГГ и ОАО «Енисейгеофизика», 2005].

Рифейские терригенно-карбонатные отложения являются наиболее глубоко залегающими породами осадочного чехла. Сложен рифейский комплекс преимущественно карбонатными породами. Кровля рифея является отражающим горизонтом.

Терригенно-карбонатные отложения венда залегают на размытой поверхности рифейского комплекса. Они представлены снизу-вверх ванаварской, оскобинской, катангской, собинской свитами. Верхняя часть вендского комплекса включает карбонатную пачку, нижняя часть представлена преимущественно терригенными породами с прослоями карбонатов.

Галогенно-карбонатные отложения нижнего кембрия состоят из усольской, бельской, булайской, ангарской и литвинцевской свит. Отложения этого комплекса хорошо выдержаны по составу, мощности и согласно залегают на вендских образованиях. Суммарная мощность их составляет 1790 м. В сейсмогеологическом отношении для комплекса характерны сильная дифференциация по акустическим свойствам. Это является благоприятным фактором для образования интенсивных отраженных волн, но также приводит к образованию кратных отраженных волн – помех.

Верхняя часть разреза представлена преимущественно терригенными отложениями эвенкийской свиты среднего и верхнего кембрия, ордовика и четвертичными отложениями. Верхняя часть комплекса образует зону относительно малых скоростей, с которой связано возникновение интенсивного фона низкоскоростных волн – помех.

В районе исследования широко развиты образования трапповой формации, вскрытые скважинами на различных стратиграфических уровнях. Обладая наиболее высокими скоростями (6,0 – 6,8) км/с среди вмещающих их пород,



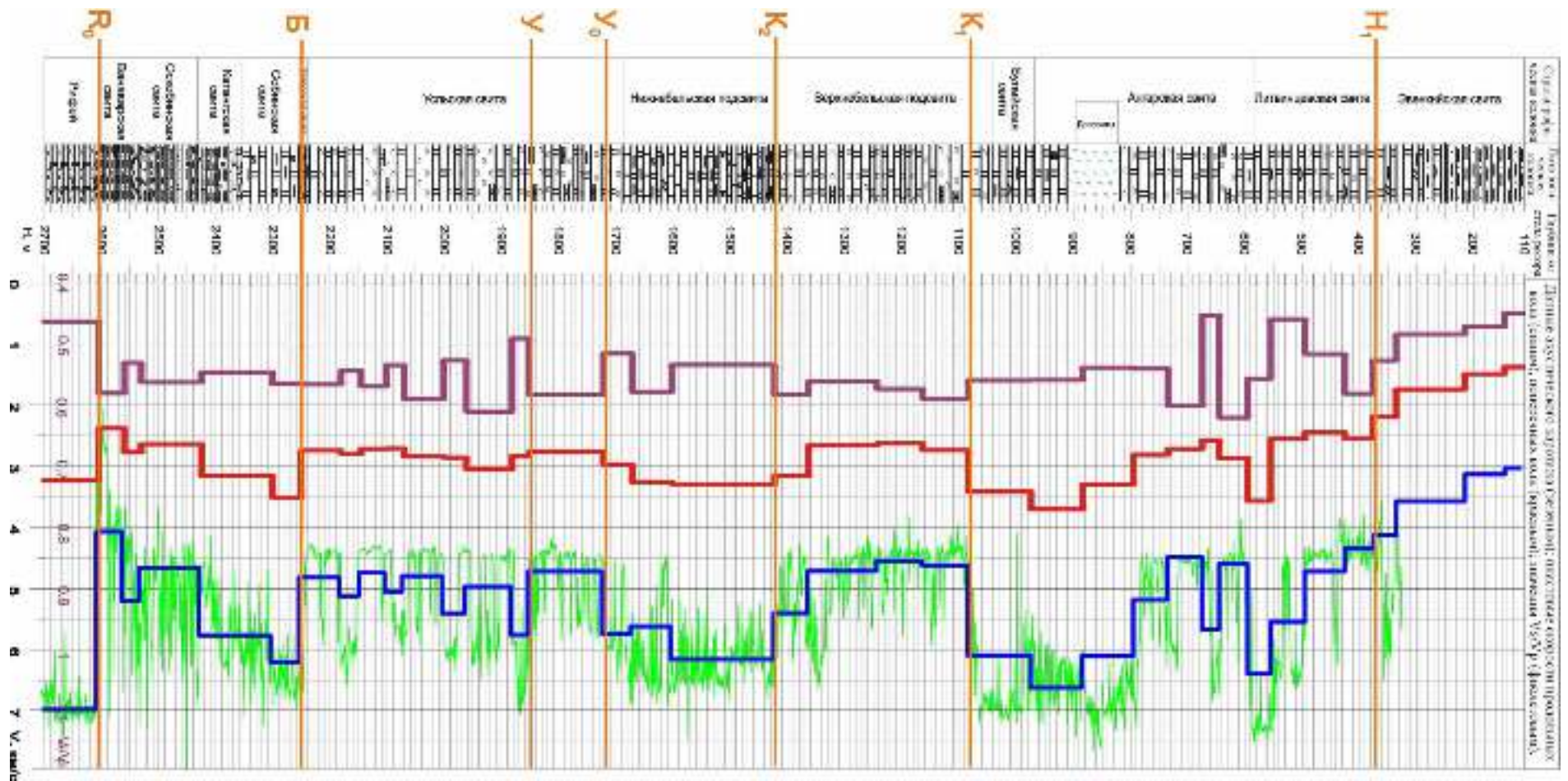


Рисунок 2.6 – Скважина Оморинская – 10. Литолого-стратиграфическая колонка в сопоставлении с данными акустического каротажа пластовыми скоростями продольных и поперечных волн и значениями параметра  $V_s/V_p$  по скважине Оморинская – 10. Оранжевыми линиями показаны основные отражающие горизонты.

траппы создают значительные аномалии средних скоростей, особенно в верхнем, относительно низкоскоростном терригенном комплексе [Горшкалев, 2001].

Для сейсмических методов в районе работ опорными являются отражающие горизонты:  $H_1$  – кровля литвинцевской свиты;  $K_1$  – кровля верхнебельской подсвиты;  $K_2$  – кровля нижнебельской подсвиты;  $U_0$  – кровля усольской свиты;  $U$  – внутри усольской свиты;  $B$  – кровля тэтэрской свиты;  $R_0$  – кровля предвендской эрозионной поверхности (рифей).

На Оморинской площади выделяются несколько разломов, один из которых является региональным, протягивается в субмеридиональном направлении, перпендикулярном профилю 1, и представляет собой достаточно широкую зону дислокаций, прошивающую весь осадочный чехол. Скважина Ом –10 непосредственно примыкает к западной части этой зоны. Другие разломы, протягивающиеся в северо-западном направлении и проходящие в районе скв. Ом – 8 и Ом – 1, являются амплитудно менее выраженными и картируются только в пределах вендских отложений. Наличие субмеридиональных разломов в вендских отложениях было подтверждено результатами обработки данных многоволнового ВСП скважины Ом–10.

Район считается сложным для проведения сейсморазведочных работ. Основными осложняющими факторами являются:

– Резко расчленённый рельеф местности, отметки достигают 582 м, перепады высот в среднем составляют 450 м. Наличие крутых форм рельефа, разломов, резкая смена геологических толщ способствуют развитию изменчивой зоны пониженных скоростей (ЗПС) и нестабильности условий возбуждения и приёма упругих волн. Это обуславливает изменчивость частотного состава сейсмических записей и возникновение волн-помех поверхностного типа. На приподнятых участках и на вершинах водоразделов, где сохраняются отложения ордовика, развита наиболее мощная и поглощающая зона пониженных скоростей, в которой возникают особенно интенсивные поверхностные волны.



– Последствия траппового магматизма – долеритовые интрузии. Связанные с ними скоростные неоднородности трудно поддаются учёту при обработке сейсморазведочных данных.

– Высокий фон кратных волн, образующихся на границах раздела с большим перепадом акустических жесткостей. Высокие скорости суммирования (до 6500 м/с) затрудняют подавление кратных волн, которые по скоростям практически не отличаются от однократных.

– Сильная анизотропия верхней части разреза, которая различна в различных точках наблюдения. Она связана с негидростатичным напряженным состоянием, вызванным расчлененным рельефом местности, а также с вертикальной трещиноватостью. Такая анизотропия приводит к расщеплению поперечных волн и усложнению волновой картины [Горшкалев, 2001; Gorshkalev et al., 2007].

Разрез характеризуется высокими пластовыми скоростями продольных волн (5500-6800 м/с), свойственными карбонатным отложениям. В трапповых интрузиях скорости могут достигать 7000 м/с, в соляных пластах скорости имеют значения около 4500 м/с. Для продольных волн интервальная скорость в рифейских отложениях характеризуется значениями около 7000 м/с, для поперечных – около 3600 м/с. При этом рифейская толща в сейсмическом отношении является малоконтрастной. Отражения от объектов, характеризующих структурно-тектонические особенности строения рифейского комплекса, прослеживаются менее устойчиво.

### **2.3 Результаты обработки данных ВСП по скважине Оморинская – 10**

На профиле Оморинский – 1 расположена скважина Оморинская – 10, в которой были проведены наблюдения ВСП. Обработка данных ВСП проводилась в лаборатории многоволновой сейсморазведки ИНГГ СО РАН, при непосредственном участии автора диссертационной работы. Методика обработки данных ВСП описана в работах [Горшкалев и др., Технологии сейсморазведки

№3, 2011; Афолина и Бекешко, 2011]. Ниже представлены основные результаты обработки данных ВСП, которые в дальнейшем использовались при обработке профильных наземных наблюдений.

Пластовые скорости продольных волн определялись по годографу первых вступлений с ближнего ПВ, пластовые скорости поперечных волн – по совокупности годографов поперечных и обменных волн с выносных ПВ. Пластовые скорости определялись с учётом преломления в горизонтально-слоистой среде при помощи разработанной в ИНГГ оптимизационной процедуры построения скоростной модели, основанной на минимизации целевой функции, являющейся невязкой между теоретическим и экспериментальными годографами, по методу Нелдера-Мида [Афолина, 2007]. На вход этой процедуры подаются начальная скоростная модель и наблюдаемый годограф, искомыми параметрами являются значения пластовых сейсмических скоростей. На рисунке 2.6 представлены графики пластовых скоростей P- и S-волн, а также их отношение  $V_S/V_P$ . Характер скоростного разреза типичный для ЮТЗ, монотонное возрастание скоростей наблюдается до глубины 500 м, далее разрез сильно дифференцирован и общий градиент скорости отсутствует. Теми же особенностями отличается разрез скоростей S-волн. В вендских отложениях выделяются два интервала (2425-2530м и 2560-2605м) с повышенным значением параметра  $V_S/V_P$ , причем и в том, и в другом случае оно совпадает с резким падением скоростей продольных волн. Это является признаком газонасыщенности данных интервалов разреза.

Полученный в результате обработки данных ВСП параметр  $V_S/V_P$  был использован для проведения переменного по времени бинирования PS-волн при обработке наземных данных по профилю Оморинский – 1 с помощью обрабатывающего пакета ProMAX. Пластовые скорости использовались для пересчета наземных сейсмических разрезов из временной области в глубинную. Кроме того, по данным ВСП удалось осуществить привязку всех отражающих горизонтов на наземных разрезах.

В процессе обработки данных ВСП было установлено наличие азимутальной анизотропии ВЧР. Изучение анизотропии верхней части разреза было возможно только по данным, полученным с ближнего ПВ 1 (удаление 93 м), так как при воздействиях с выносных ПВ в этом интервале наблюдаются головные поперечные волны. Обработка сейсмограмм горизонтальных компонент с ближнего ПВ минимально-фазовым низкочастотным фильтром с полосой пропускания ниже 25 Гц позволила выделить поле поперечных волн, по которому был проведен поляризационный анализ. Поляризационный анализ прямой поперечной волны показал, что в интервале глубин до 110 м наблюдается расщепление поперечной волны на две, и временная задержка между ними нарастает до 14 мс, а затем остаётся постоянным (Рисунок 2.7). Горизонтальная проекция вектора смещения быстрой поперечной волны имеет азимут  $50^\circ$ . Расщепление поперечных волн на вертикали однозначно подтверждает присутствие на профиле Оморинский – 1 в ВЧР на глубинах до 110 метров азимутально-анизотропного слоя.

## **2.4 Обработка профильных наземных наблюдений**

### ***2.4.1 Методика проведения работ***

При полевых сейсморазведочных работах на Оморинском профиле применялась фланговая система наблюдений. База приема составляла 3460 м, шаг между пунктами возбуждения (ПВ) 20 м, шаг между пунктами приема (ПП) 20 м. Для возбуждения применялся невзрывной источник “Енисей – СЭМ-100”. При регистрации на профиле использовались трехкомпонентные цифровые MEMS-датчики Input/Output и Sercel. Особое внимание уделялось установке приборов, которая выполнялась в специально пробуренных углублениях, после

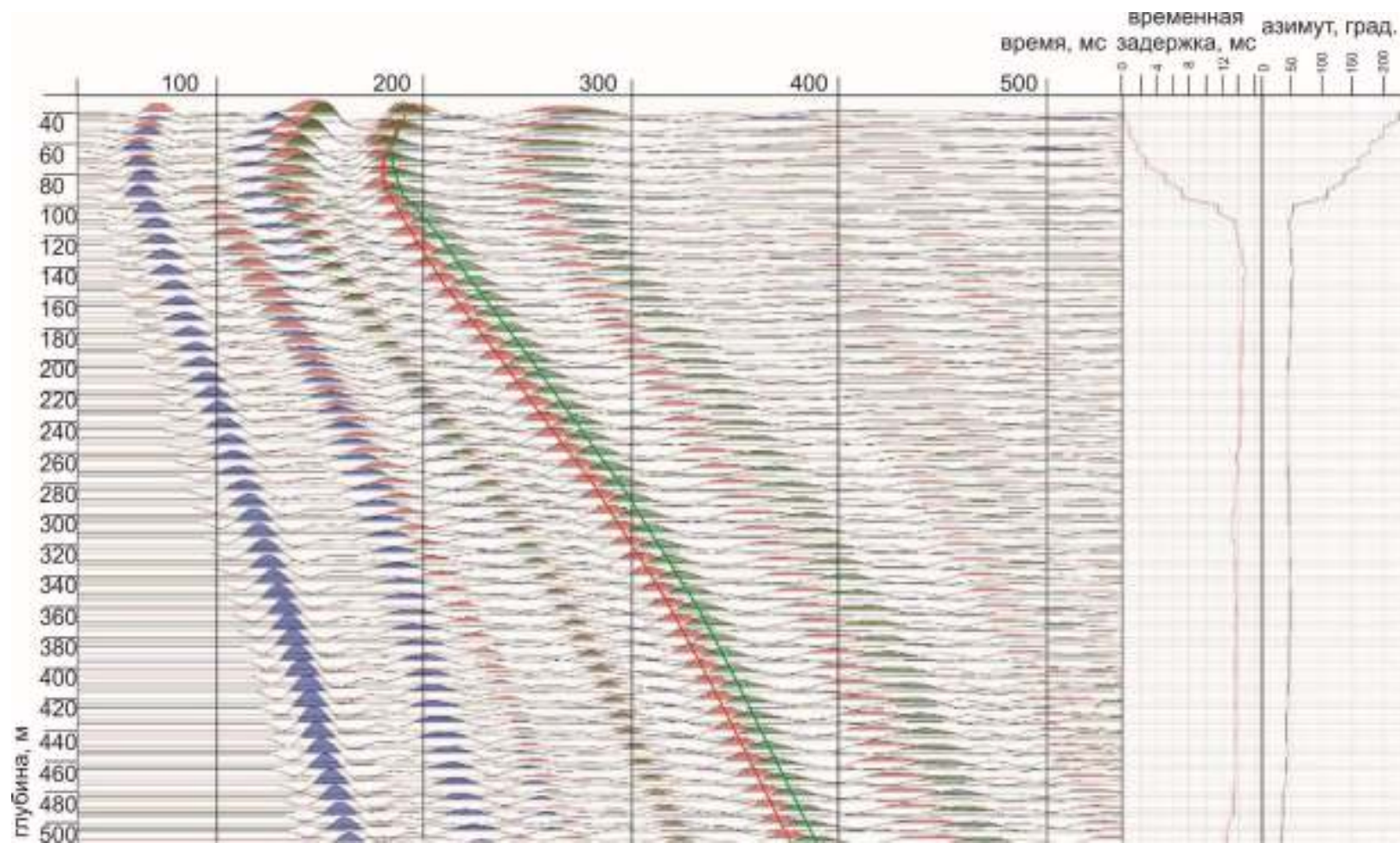


Рисунок 2.7 – Результат поляризационного анализа прямой поперечной волны по данным ПВ 1 скважины Оморинская – 10. Красным цветом показана волна  $S_1$ , зеленым – волна  $S_2$ , синим – ортогональная им компонента, содержащая продольные волны. На сейсмограмме линиями показаны фазовые годографы волн  $S_1$  и  $S_2$ . Справа на графиках показана временная задержка между расщепленными волнами и азимут вектора поляризации быстрой волны.

чего приборы примораживались, и это позволило ослабить ветровые помехи и добиться идеального контакта с грунтом. По азимуту приборы выставлялись с помощью буссоли. Основные параметры методики наблюдений на профиле Оморинский –1 приведены в таблице 2.1.

Таблица 2.1 – Параметры системы наблюдений по профилю Оморинский – 1.

Параметры	Количество (наименование)	Ед. изм.
Сейсмостанция	SERCEL-408 XL	тип
Полевой модуль	DSU-3	
Сейсмостанция	VectorSeis I/O Four	
Полевой модуль	VectorSeis	
Система наблюдения:	фланговая	
- шаг ПП	20	м
- шаг ПВ	20	м
- количество активных каналов	174	шт.
- количество коммутационных каналов	300	
- база приёма	3460	м
- max удаление взрыв-прибор	3460	м
- min удаление взрыв-прибор	0	м
- кратность	87	кр.
Источник возбуждения	вибрационный	
тип источника	“Енисей–СЭМ-100”	
Источник возбуждения	взрывной	
- вес заряда	1,2	кг.
- глубина взрывной скважины	10	м
- количество в группе	4	шт.
Параметры регистрации:		
- длина записи	6	сек
- шаг дискретизации	1	мс
- ФНЧ	400	Гц
- ФВЧ	0	Гц.

Основные параметры методики полевых наблюдений на профилях № 101 и № 112 приведены в таблице 2.2.

Таблица 2.2 – Основные параметры системы полевых наблюдений по профилям № 101 и № 112

Параметры	Количество (наименование)	Ед. изм.
Сейсмостанция	Sercel 428 XL	
Полевой модуль	DSU-3	
Система синхронизации возбуждения	SGD-S	
Источник возбуждения	Взрывной	
Вес заряда	2	кг
Глубина заложения заряда	10	м
Система наблюдения	Центральная	
Шаг ПВ	45	м
Шаг ПП	15	м
Количество активных каналов	421	шт.
База наблюдения	6300	м
мах удаление взрыв-прибор	3150 (на краях профиля 6150)	м
min удаление взрыв-прибор	0	м
кратность	70	
Длина записи	10	с
Шаг дискретизации	2	мс
Длина профиля 101	51 015	м
Длина профиля 112	72 990	м

#### ***2.4.2 Методика обработки данных отраженных обменных волн***

Основы обработки сейсмических данных описаны в работах [Yilmaz, 1987; Хаттон, 1989; Боганик и Гурвич, 1980]. Специальные процедуры, предназначенные для обработки отраженных обменных и поперечных волн, наиболее полно представлены в работе [Garotta, 1999].

Обработка сейсмических данных проводилась с использованием обрабатывающего комплекса ProMAX (Landmark) и обрабатывающей системы VSPLab (лаборатория Многоволновой Сейсморазведки ИНГГ СО РАН) по графу, представленному на рисунке 2.8.

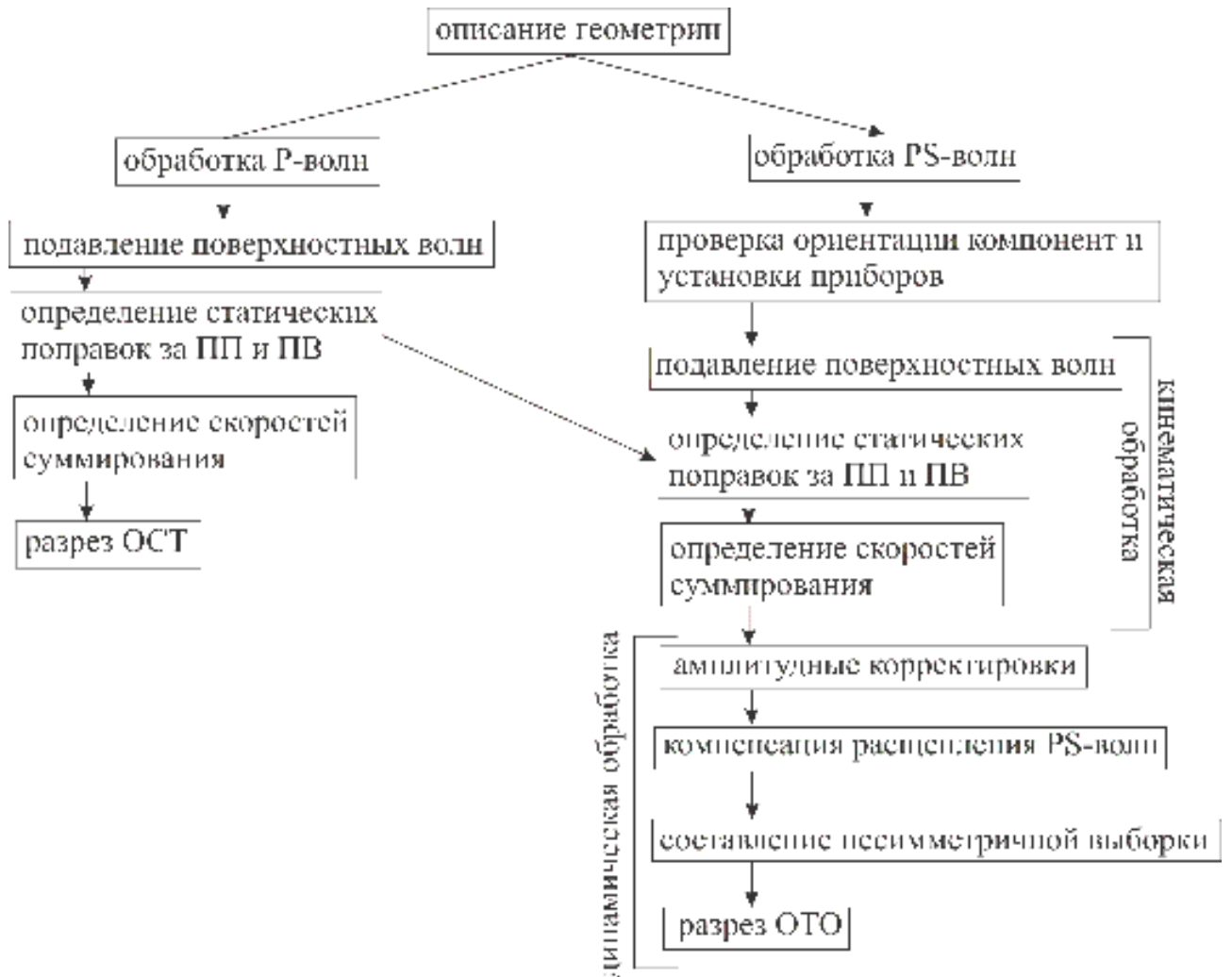


Рисунок 2.8 – Граф обработки данных 2D-3C.

Были сформированы наборы данных трёх компонент по профилям Омуринский – 1, 101 и 112 и описана геометрия системы наблюдений, которая была внесена в заголовки трасс.

Сначала обрабатывались данные по продольным волнам. Были определены статические поправки за ПП и ПВ, скорости суммирования и получены временные разрезы общей средней точки (ОСТ). Статические поправки за ПВ, полученные в результате обработки продольных волн, используются при обработке PS-волн.

Далее проводилась обработка данных отраженных обменных волн. Была проведена проверка ориентации сейсмоприемников и ее корректировка. При проведении сейсморазведочных работ ориентация приборов должна осуществ-

ляться таким образом, чтобы X-компонента была по направлению профиля. При этом если границы субгоризонтальны, то головные продольные волны будут регистрироваться на X- и Z- компонентах. Следовательно, если вектор смещения головной продольной волны отличается от плоскости XZ, то прибор ориентирован неверно [Dellinger and Clarke, 2004; Gaiser, 1999]. Анализ ориентации приборов проводился по сейсмограммам общего пункта приёма (ОПП) путём анализа поляризации головных продольных волн по записям трёх компонент. Для этого необходимо построить симметричную матрицу ковариации компонент в окне головных продольных волн. Вектор поляризации в этом случае будет получен как собственный вектор этой матрицы, соответствующий максимальному собственному числу  $\lambda$ :

$$\begin{pmatrix} \sum x_i^2 & \sum x_i y_i & \sum x_i z_i \\ \sum x_i y_i & \sum y_i^2 & \sum y_i z_i \\ \sum x_i z_i & \sum y_i z_i & \sum z_i^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_x \\ u_y \\ u_z \end{pmatrix} = \lambda \begin{pmatrix} u_x \\ u_y \\ u_z \end{pmatrix} \quad (2.6)$$

где  $x_i, y_i, z_i$  — амплитуды сигнала соответствующих компонент в окне анализа,  $u_x, u_y, u_z$  — компоненты вектора поляризации.

Определение собственных значений и собственных векторов матрицы ковариаций эквивалентно аппроксимации траектории смещения частиц трёхосным эллипсоидом. Собственный вектор, соответствующий максимальному собственному значению, будет совпадать с направлением смещения головной продольной волны, и его проекция на горизонтальную плоскость при корректной ориентации прибора должна совпадать с направлением профиля.

После коррекции ориентации по сейсмограммам X-компоненты с автоматической регулировкой усиления (АРУ) проводилась кинематическая обработка: определение статических и кинематических поправок, оптимальных параметров фильтрации.

С использованием априорных статических поправок за ПВ по продольным волнам проводилось определение статических поправок за ПП путем корреляции горизонтов по разрезам ОПП [Cary and Eaton; 1993].



Далее выполнялось определение скоростей суммирования. В наиболее простом случае годографы отраженных обменных волн могут быть описаны гиперболой с фиксированной скоростью:

$$t = \sqrt{t_0^2 + \frac{r^2}{V^2}}, \quad (2.7)$$

где  $t$  — время регистрации отраженной обменной волны,  $t_0$  — вертикальное время PS-волны,  $r$  — удаление,  $V$  — эффективная скорость.

Однако гипербола не вполне удовлетворительно описывает годографы волн PS на больших удалениях, это может происходить как из-за особенностей годографов обменных волн, так и из-за влияния анизотропии. Поэтому скоростной анализ проводился в негиперболическом режиме, при использовании которого годографы описываются по формуле сдвинутой гиперболы Кастла [Castle, 1988; 1994]

$$t = t_0 \left(1 - \frac{1}{S}\right) + \sqrt{\left(\frac{t_0}{S}\right)^2 + \frac{r^2}{SV^2}}, \quad (2.8)$$

в которой  $t_0$  — вертикальное время,  $r$  — удаление,  $V$  — эффективная скорость,

$$V = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^N \Delta\tau_k v_k^2}{\sum_{k=1}^N \Delta\tau_k}}, \quad (2.9)$$

$$S = \frac{\mu_4}{\mu_2^2}, \quad (2.10)$$

$$\mu_j = \frac{\sum_{k=1}^N \Delta\tau_k v_k^j}{\sum_{k=1}^N \Delta\tau_k}, \quad (2.11)$$

где  $\Delta\tau_k$  — вертикальное время пробега в  $k$ -м слое,  $v_k$  — интервальная скорость в  $k$ -м слое, определяемая по формуле Дикса. Несмотря на то, что для обменных волн эти скорости не имеют физического смысла, они позволяют более точно описать годографы отраженных обменных волн.

На рисунке 2.9. приведен пример различных аппроксимаций годографа отраженной обменной волны. Годограф PS-волны рассчитан лучевым методом для отражения от границы 3 в горизонтально-слоистой модели с анизотропны-

ми слоями, подробно описанной в 3 главе настоящей работы. Этот годограф аппроксимировался с помощью метода наименьших квадратов гиперболой и по формуле Кастла. Видно, что ошибки аппроксимации по формуле Кастла не превышают  $\pm 2$  мс, тогда как гиперболическая аппроксимация на больших удалениях отклоняется от реального годографа на 9 мс. Поэтому в дальнейшем определение скоростей суммирования будет осуществляться в негиперболическом режиме по формуле Кастла.

После скоростного анализа выполнялась коррекция статических поправок в автоматическом режиме. Затем производилась динамическая обработка, первым этапом которой было восстановление реальных амплитуд с помощью поверхностно-согласованная коррекция амплитуд, которая не вносит искажений в соотношение амплитуд между компонентами. Были получены разрезы ОТО X-компоненты в реальных амплитудах. Для суммирования данных Y-компонент использовались скорости и статические поправки, определённые по данным X-компоненты.

Ниже приведены основные особенности обработки данных отраженных обменных волн по каждому профилю.

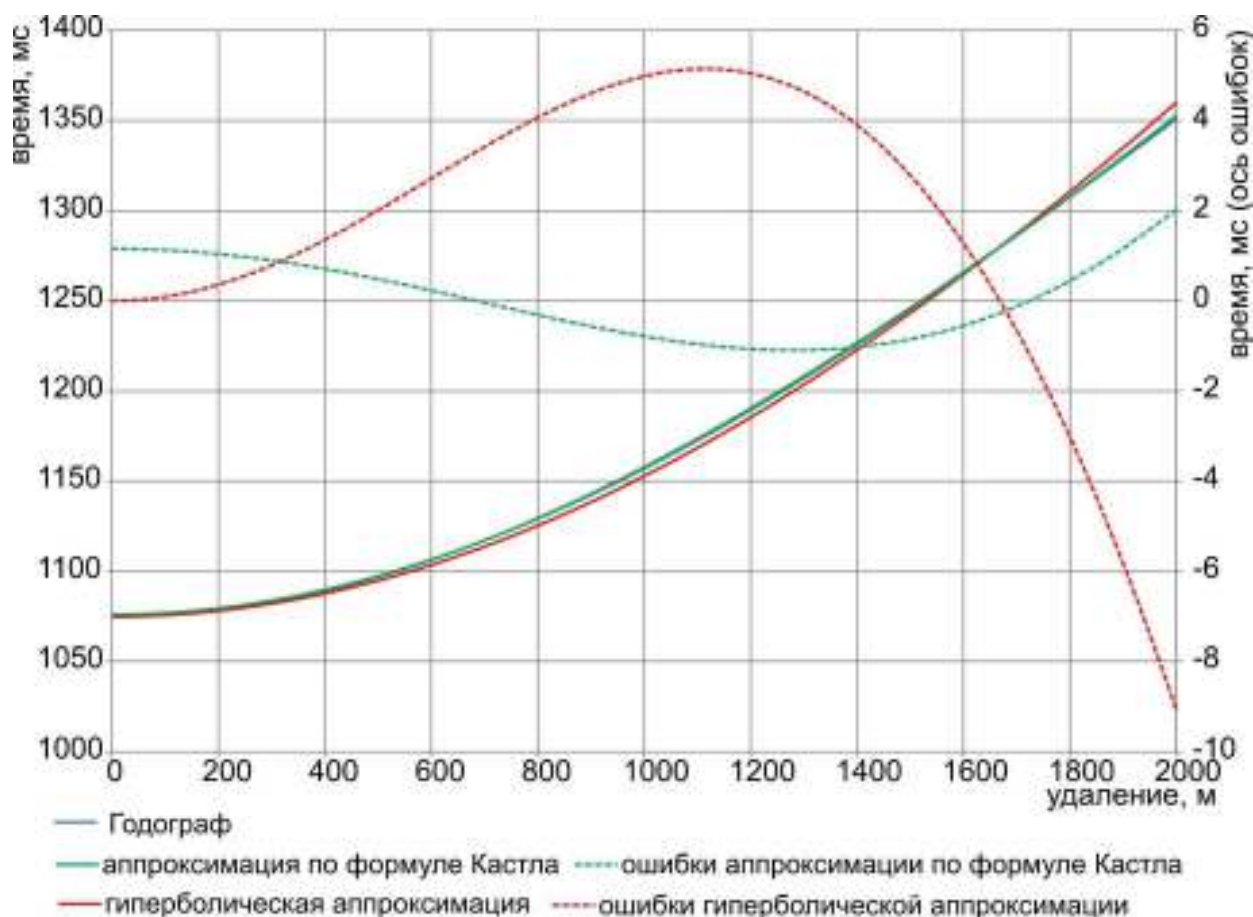
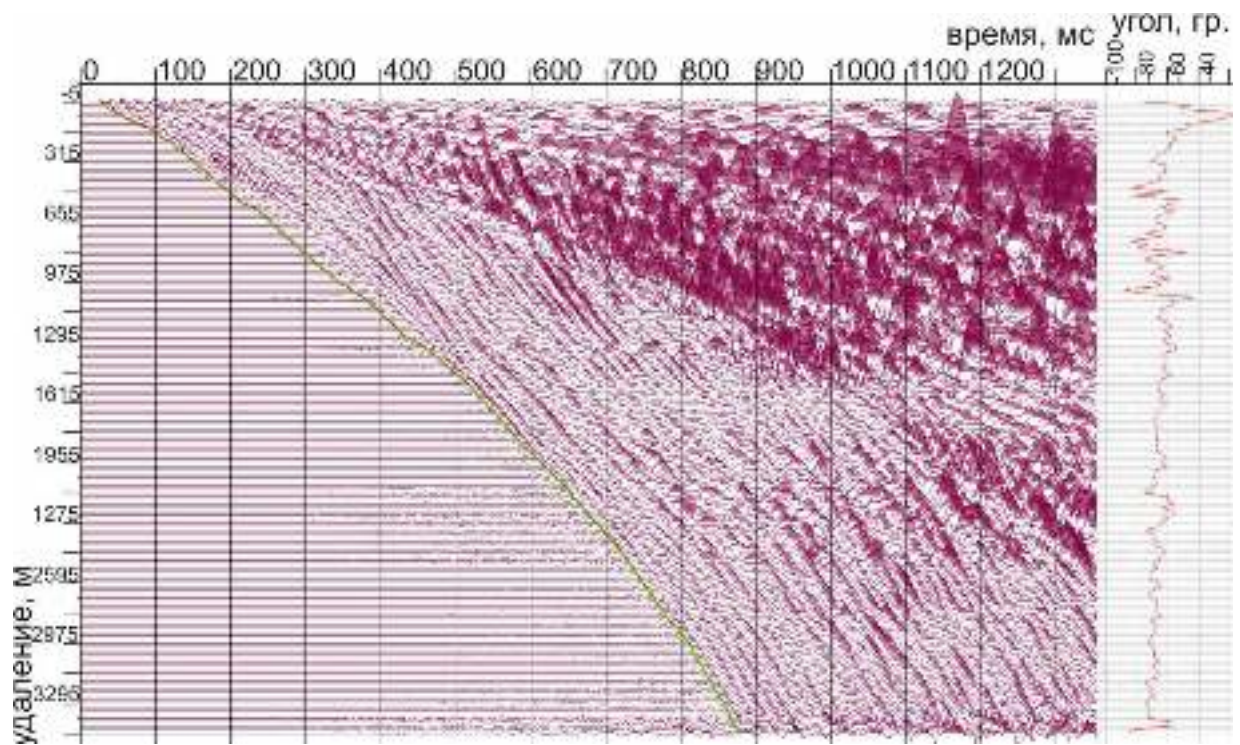


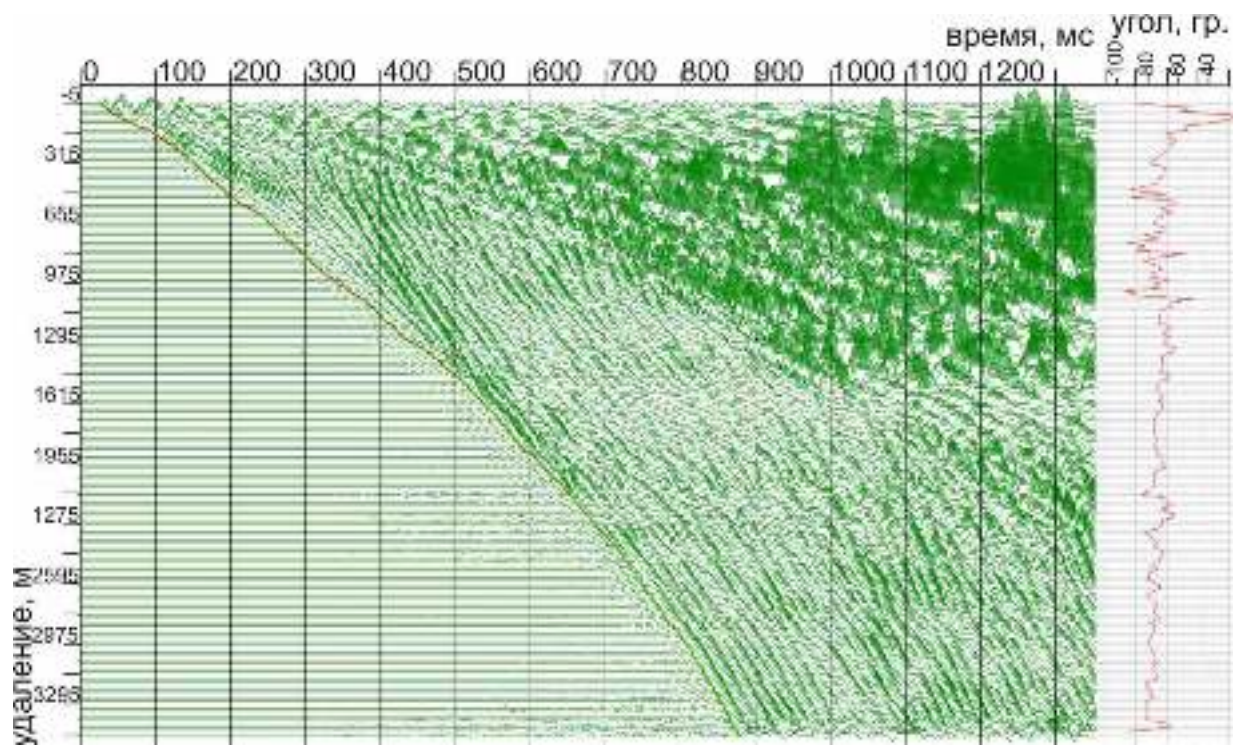
Рисунок 2.9 – Сравнение аппроксимаций годографа отраженной обменной волны гиперболой и по формуле Кастла.

### *Профиль Оморинский – 1.*

Анализ ориентации компонент на профиле Оморинский – 1, проведенный по первым вступлениям продольных головных волн, показал, что ориентация приемников вдоль профиля постоянна, неправильно сориентированные сейсмоприемники встречаются редко. Пример такой сейсмограммы ОПП до и после корректировки ориентации на профиле Оморинский – 1 представлен на рисунке 2.10 – 2.11.



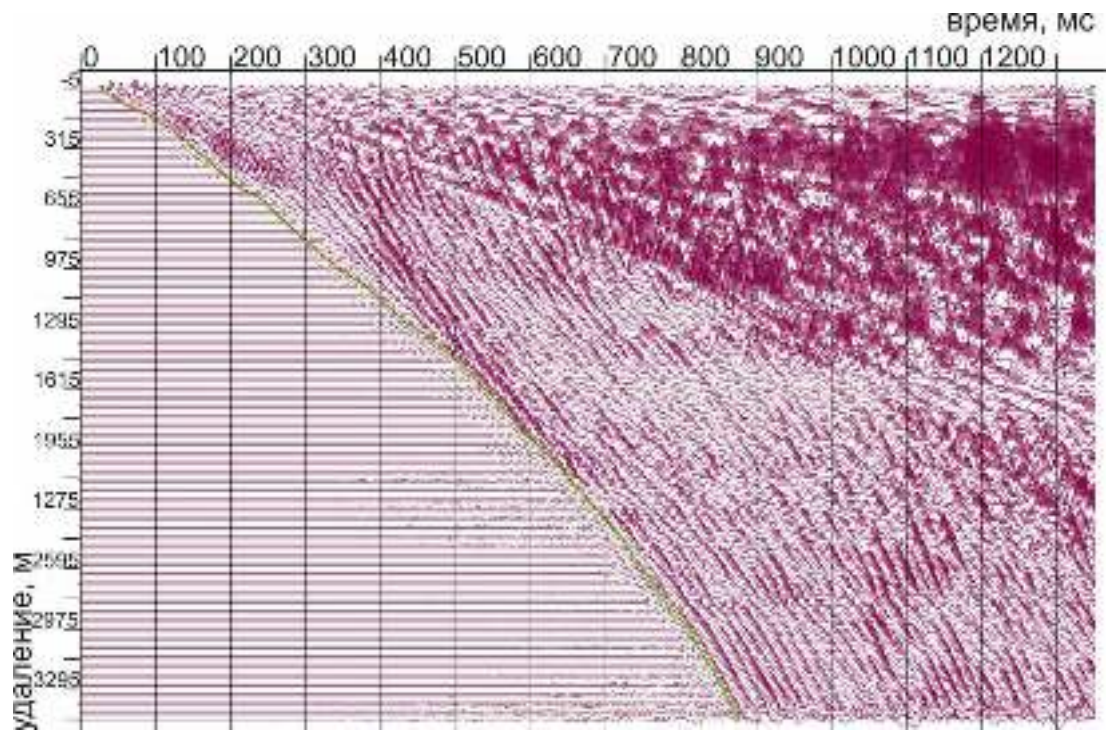
X - компонента



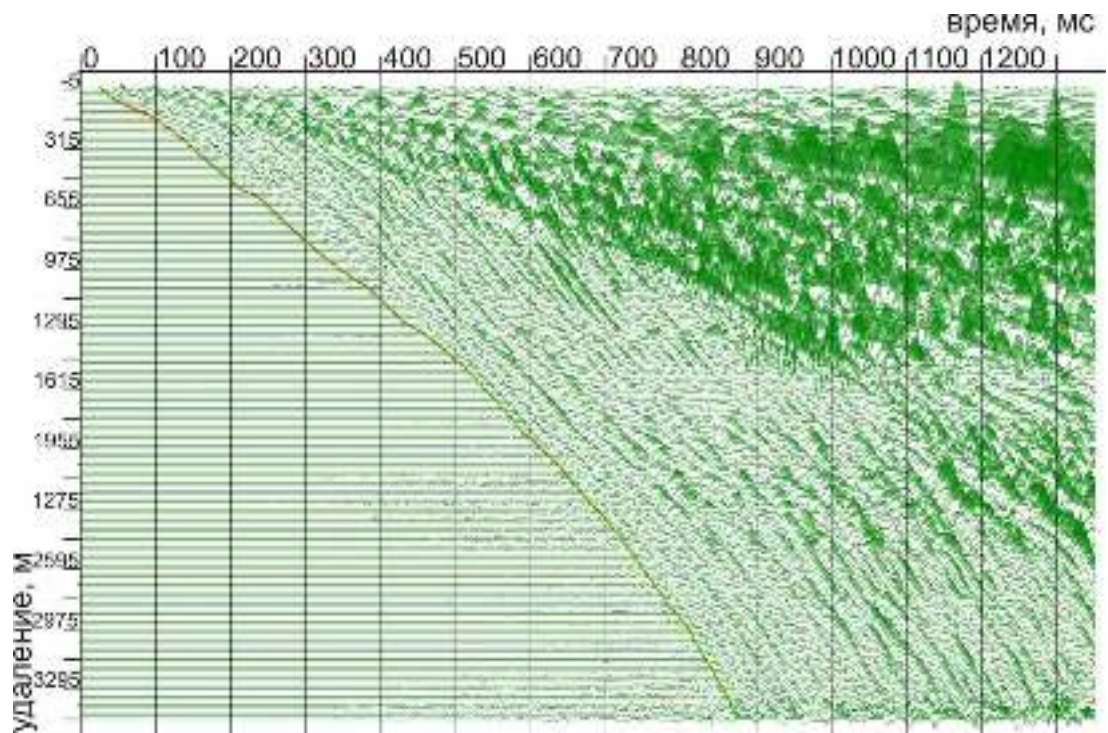
Y - компонента

Рисунок 2.10 – Профиль Оморинский – 1. Пример неправильной ориентации приемников вдоль профиля. Сейсмограмма ОПП 231, X и Y-компоненты. Справа на графике углы между горизонтальной проекцией вектора смещения продольной головной волны и направлением профиля.





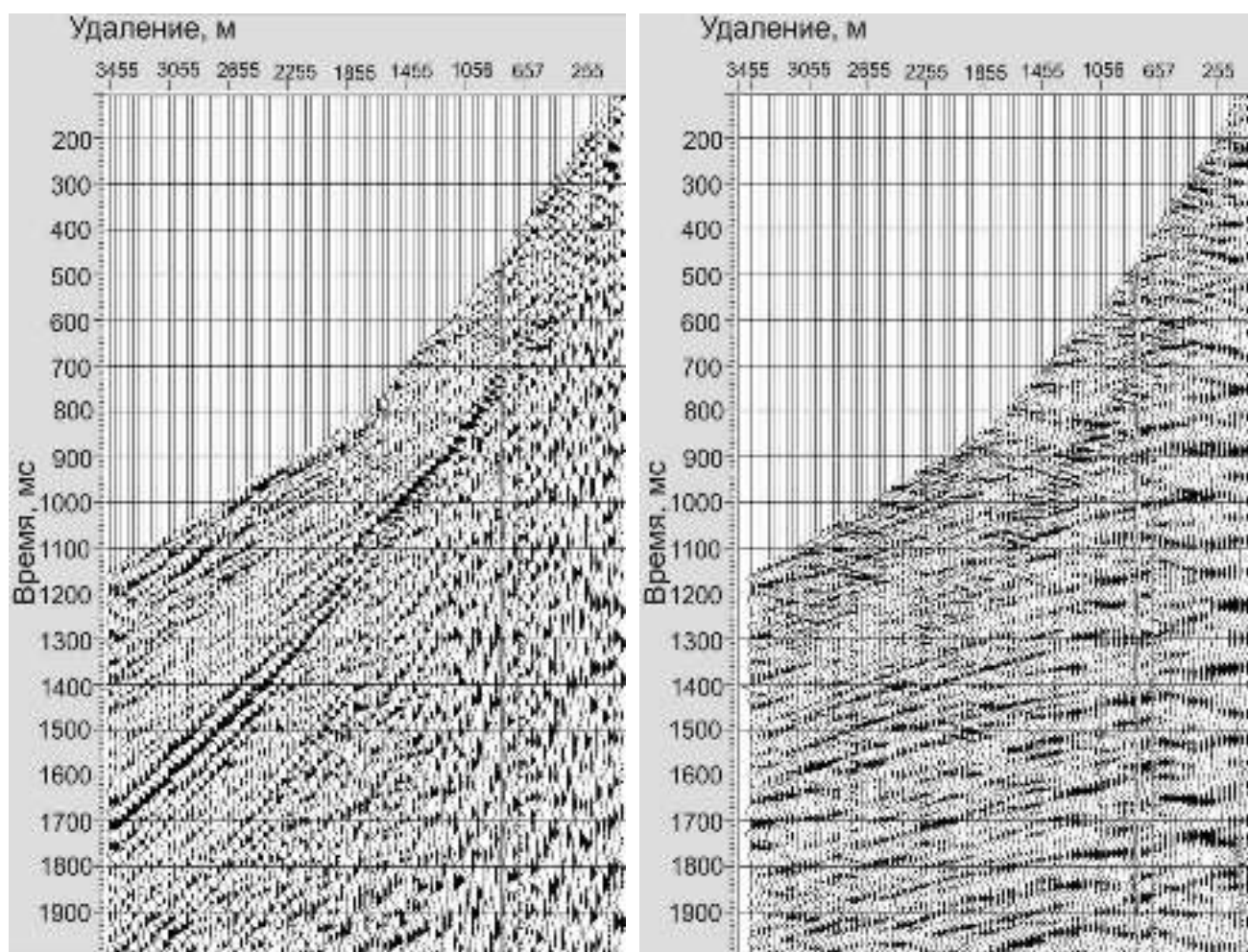
X - компонента



Y - компонента

Рисунок 2.11 – Профиль Оморинский – 1. Сейсмограмма ОПП 231, X и Y-компоненты после разворота на направление профиля.

На сейсмограммах наблюдается высокий фон низкоскоростных поверхностных волн-помех, которые перекрывают существенно менее интенсивные отраженные обменные волны. С этой проблемой позволила справиться процедура F-K фильтрации, с помощью которой подавлялись волны с диапазоном кажущихся скоростей 100 — 3500 м/с. Параметры процедуры были подобраны так, чтобы не исказить амплитуды отраженных обменных волн. На рисунке 2.12 представлен пример сейсмограммы ОТО до и после применения процедуры пространственно-временной фильтрации.



а) – до применения процедуры F-K фильтрации      б) – после применения процедуры F-K фильтрации

Рисунок 2.12 – Профиль Оморинский – 1. Пример сейсмограммы ОТО.

Была проведена коррекция амплитуд трасс за геометрическое расхождение с использованием скоростного закона для обменных волн. Для устранения неидентичности условий возбуждения и приёма при обработке данных по про-

филю Оморинский – 1 рассчитывались поверхностно-согласованные амплитудные коэффициенты. Скоростной анализ проводился по сейсмограммам общей точки обмена (ОТО) X-компоненты с шагом 50 точек. После этого были получены разрезы ОТО X и Y –компонент в реальных амплитудах.

*Профили № 101 и № 112.*

Обработка данных по профилям № 101 и № 112 проводилась с использованием тех же процедур, что и на профиле Оморинский – 1.

При проверке ориентации сейсмоприемников были выявлены точки, где приборы сориентированы неверно. Была проведена коррекция их ориентации. Кроме того, на сейсмограммах с данных профилей выявлены разнообразные погрешности в записях: вызванные плохим контактом прибора с грунтом или некорректной работой регистрирующей аппаратуры. Такие погрешности значительно ухудшают качество данных.

Для подавления поверхностных волн на профиле № 101 использовалась процедура F-K фильтрации с диапазоном кажущихся скоростей 100 — 2500 м/с, на профиле № 112 процедура Surface Wave Noise Attenuation с диапазоном скоростей 500 — 2000 м/с и ограничением частоты 28 Гц. Также, как и при обработке данных на профиле Оморинский – 1, при применении данных процедур не допускалось искажение амплитуд целевых волн.

Для амплитудных коррекций на профиле № 101 рассчитывались поверхностно-согласованные амплитудные коэффициенты. На профиле № 112 из-за низкого уровня сигнала использовалась процедура Ensemble Balance, которая позволяет устранить изменения амплитуд между соседними трассами без искажения отношения амплитуд компонент.

Далее, так же, как и по профилю Оморинский – 1, были получены разрезы ОТО X- и Y- компонент в реальных амплитудах.

### ***2.4.3 Методика компенсации расщепления PS–волн в неоднородной ВЧР, на примере профиля Оморинский – 1***

В результате обработки были получены разрезы ОТО для X- и Y-компонент. На разрезах по всем обрабатываемым профилям присутствует сигнал на Y-компоненте. Встречаются интервалы разрезов, где сигнал на Y-компоненте имеет малую интенсивность, это может быть связано либо с тем, что среда становится изотропной, либо с тем, что направление профиля близко к ориентации плоскости симметрии среды. В любом случае, низкая интенсивность сигнала на Y-компоненте не позволяет провести анализ поляризации отраженных обменных волн на этих интервалах.

В процессе диссертационного исследования была предложена методика обработки для корректной компенсации расщепления PS–волн в неоднородной азимутально-анизотропной ВЧР, которая позволяет успешно избавиться от влияния анизотропии ВЧР на динамические характеристики PS-волн в таком сложном районе [Горшкалев и др., 2009; Афолина, 2010; Горшкалев и др., Технологии сейсморазведки №2, 2011] (Рисунок 2.13). Цветом отмечены новые элементы методики, по сравнению с работой [Gorshkalev et al., 2007]. Новая методика позволяет с помощью стандартных процедур обработки сейсмических данных, которые имеются в коммерческих обрабатывающих пакетах (например, ProMAX, Geovector или другие), реализовать нестандартный граф. Для корректной компенсации расщепления ни одна из процедур обработки не может быть исключена из этого графа. Ниже приведены основные особенности данного графа, которые проиллюстрированы на примере обработки данных по профилю Оморинский – 1.



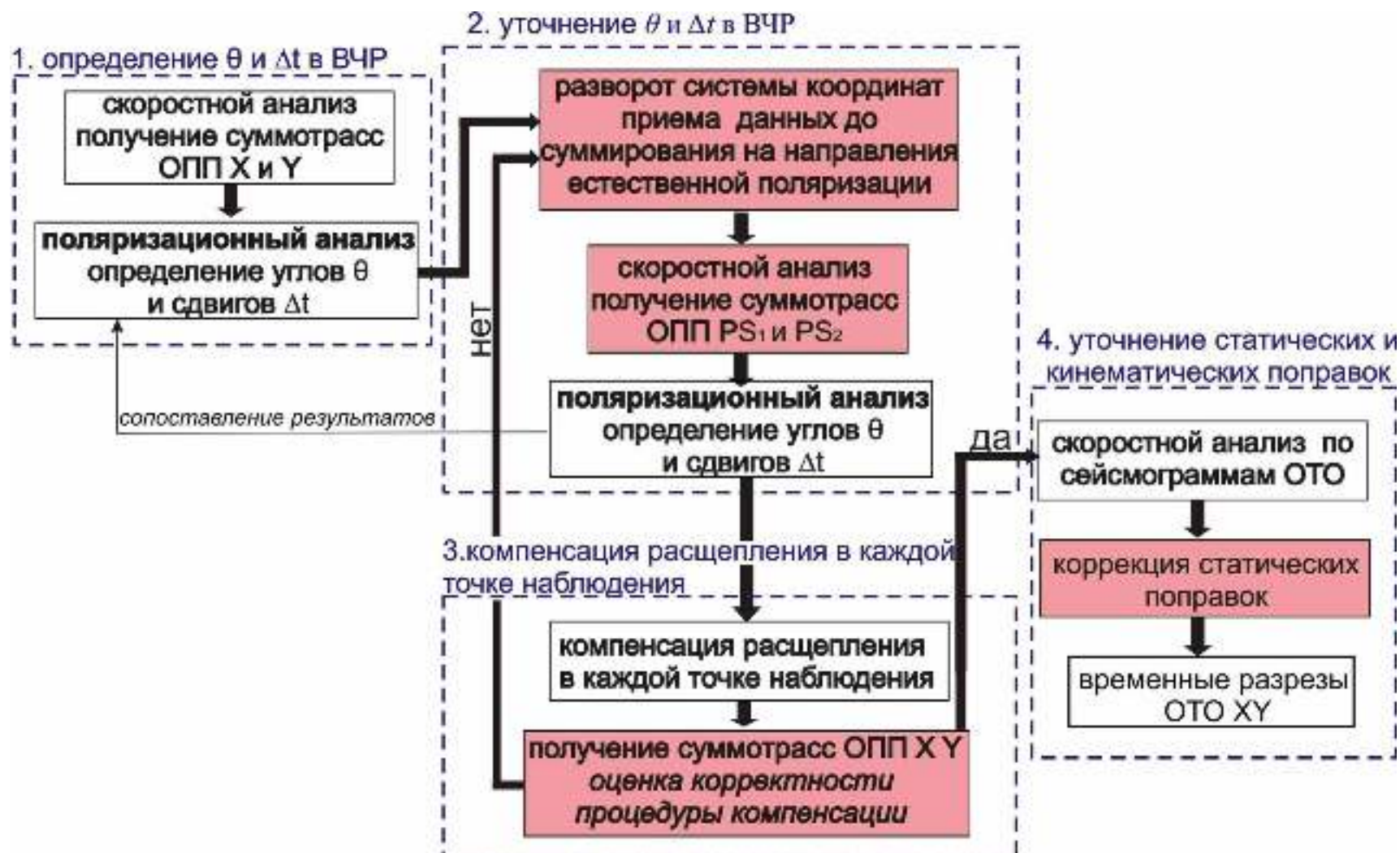


Рисунок 2.13 – Граф обработки отраженных обменных волн, реализующий корректную компенсацию расщепления этих волн в неоднородной ВЧР. Цветом показаны новые элементы методики, по сравнению с работой [Gorshkalev et al., 2007].

Параметры  $\theta$  (угол между направлением поляризации быстрой волны и линией наблюдения) и  $\Delta t$  (временная задержка между быстрой и медленной волной), необходимые для процедуры компенсации определяются с помощью поляризационного анализа отражённых обменных волн от одного из верхних горизонтов. Когда свойства верхнего анизотропного слоя быстро меняются по латерали, то определение этих параметров должно проводиться в каждом пункте приёма. Это существенно осложняет граф обработки, но является одним из отличительных признаков разработанной методики и необходимым шагом для решения поставленной задачи. Поляризационный анализ по отдельным трассам сейсмограмм ОПП будет ненадежным из-за низкого отношения сигнал/помеха, в связи с чем было принято решение проводить его по суммарным трассам сейсмограмм ОПП.

В процессе диссертационного исследования проводилось сравнение методов поляризационного анализа и было установлено, что наиболее эффективным методом для профильных данных отраженных обменных волн является метод Гаррисона, поскольку в нём в явном виде используется зависимость амплитуд этих волн от соотношения между направлением источник-приемник и векторами поляризации. Этот алгоритм предполагает субвертикальное распространение отраженных обменных волн в анизотропном слое, обеспечивающее близость лучей быстрой и медленной волны. Данный алгоритм реализован в обрабатывающей системе ProMAX в виде процедуры *2-C Rotation Analysis*.

Однако имеющаяся в системе ProMAX реализация данного алгоритма оказалась крайне неэффективной в условиях ЮТЗ, когда параметры расщепления меняются от точки к точке. В имеющейся реализации производится вычисление единого значения параметров анизотропии для всего обрабатываемого массива данных. Алгоритм Гаррисона, реализованный в лаборатории МВС ИНГГ СО РАН в виде программы, включённой в комплекс обработки данных VSPLab, позволяет провести поляризационный анализ в каждой из точек, где есть сигнал на X- и Y- компонентах. Данная реализация позволяет пользователю в интерактивном режиме выбирать оптимальное значение из нескольких ло-

кальных максимумов целевой функции. Основным критерием выбора максимума являлась стабильность формы импульса анализируемой отражённой волны в соседних точках анализа и недопущение резких изменений параметров поляризации отраженных волн между соседними точками. Оба критерия должны соблюдаться, поскольку шаг между пунктами приема существенно меньше длины волны.

На профиле Оморинский – 1 поляризационный анализ проводился для группы горизонтов в верхней части разрезов ОПП с  $t_0 = 500 - 650$  мс, находящихся ниже подошвы анизотропной ВЧР. Для таких горизонтов база суммирования была невелика, что ограничивало углы подхода обменных волн. Также в исследуемом районе по данным ВСП наблюдается значительный перепад скоростей в ВЧР: в интервале глубин 0 – 420 м скорости продольных волн возрастают от 2000 до 5800 м/с, поперечных – от 1000 до 3000 м/с. Все это оправдывает применение алгоритма Гаррисона, который предполагает субвертикальное распространение волн для проведения поляризационного анализа. В результате были получены параметры  $\theta$  и  $\Delta t$ , необходимые для компенсации расщепления отраженных обменных волн в верхнем слое.

Правомерность процедуры компенсации подтверждается хорошим совпадением параметров расщепления, полученных при обработке наземных данных отраженных обменных волн и ВСП скв. Оморинская – 10, расположенной на профиле. Азимут вектора смещения волны  $S_1$  равен  $50^\circ$ , временная задержка – 14 мс. Такие же результаты получены при обработке данных ВСП (рисунок 2.7) [Результаты изучения скоростной характеристики разреза и строения околоскважинного пространства по данным ВСП скважины ОМ-10. Отчёт по договору №404-42 между ИНГГ и ОАО «Енисейгеофизика», 2005].

На интервалах профиля Оморинский – 1, где были определены параметры расщепления PS-волн в ВЧР, производился разворот системы координат регистрации исходных данных до суммирования в каждом ПП. Были получены компоненты быстрой и медленной волны в верхнем слое, что позволило избавиться от интерференционных импульсов отраженных волн, и дало возмож-

ность провести более корректный скоростной анализ по сейсмограммам общего пункта приема, отдельно для волн  $PS_1$  и  $PS_2$ . Такой скоростной анализ позволяет учесть разницу скоростей и  $t_0$  между быстрой и медленной обменными волнами. Для глубинных отражений разница между скоростями волн  $PS_1$  и  $PS_2$  незначительна, тогда как разница  $t_0$  может оказаться достаточно большой, учет этой разницы позволяет получить разрезы ОПП отдельно для быстрой и медленной волн при оптимальном суммировании.

По этим разрезам необходимо повторно провести поляризационный анализ, который позволяет уточнить параметры расщепления в ВЧР. Его результаты сравниваются с данными поляризационного анализа по исходным суммам ОПП. В случае значительного различия углов  $\theta$ , полученных при первичном и повторном анализе, можно провести еще одну итерацию данного процесса. Такая процедура позволит получить более корректные разрезы  $PS_1$ - и  $PS_2$ -компонент и по их анализу более точно определить параметры расщепления.

На рисунке 2.14 представлены фрагменты разрезов ОПП по профилю Оморинский – 1 и определенные по ним параметры расщепления обменных волн в ВЧР. На верхнем графике показано направление смещения быстрой волны (синим), а на нижнем (розовым) временная задержка между быстрой и медленной волной. На участках профиля, где уровень сигнала на  $Y$ -компоненте незначительный, поляризационный анализ не проводился, и на рисунке показаны нулевые значения углов и временных задержек. Однако видно, что на интервалах до и после участков с нулевыми значениями параметров, азимуты поляризации быстрой волны имеют разные знаки. Поэтому, вероятнее всего, слабый сигнал на  $Y$ -компоненте связан с тем, что ориентация плоскости симметрии в среде становится близкой к направлению профиля наблюдений. После проведения компенсации на суммарных разрезах ОПП на побочной  $Y$ -компоненте регулярные отражения были устранены, что говорит о корректности процедуры, в то время как на компоненте  $X$  все отражения стали существенно более интенсивными по сравнению с исходной  $X$ -компонентой. На рисунке 2.14 показан диапазон ПП, которые входят в сейсмограмму ОТО № 1775. Видно, что



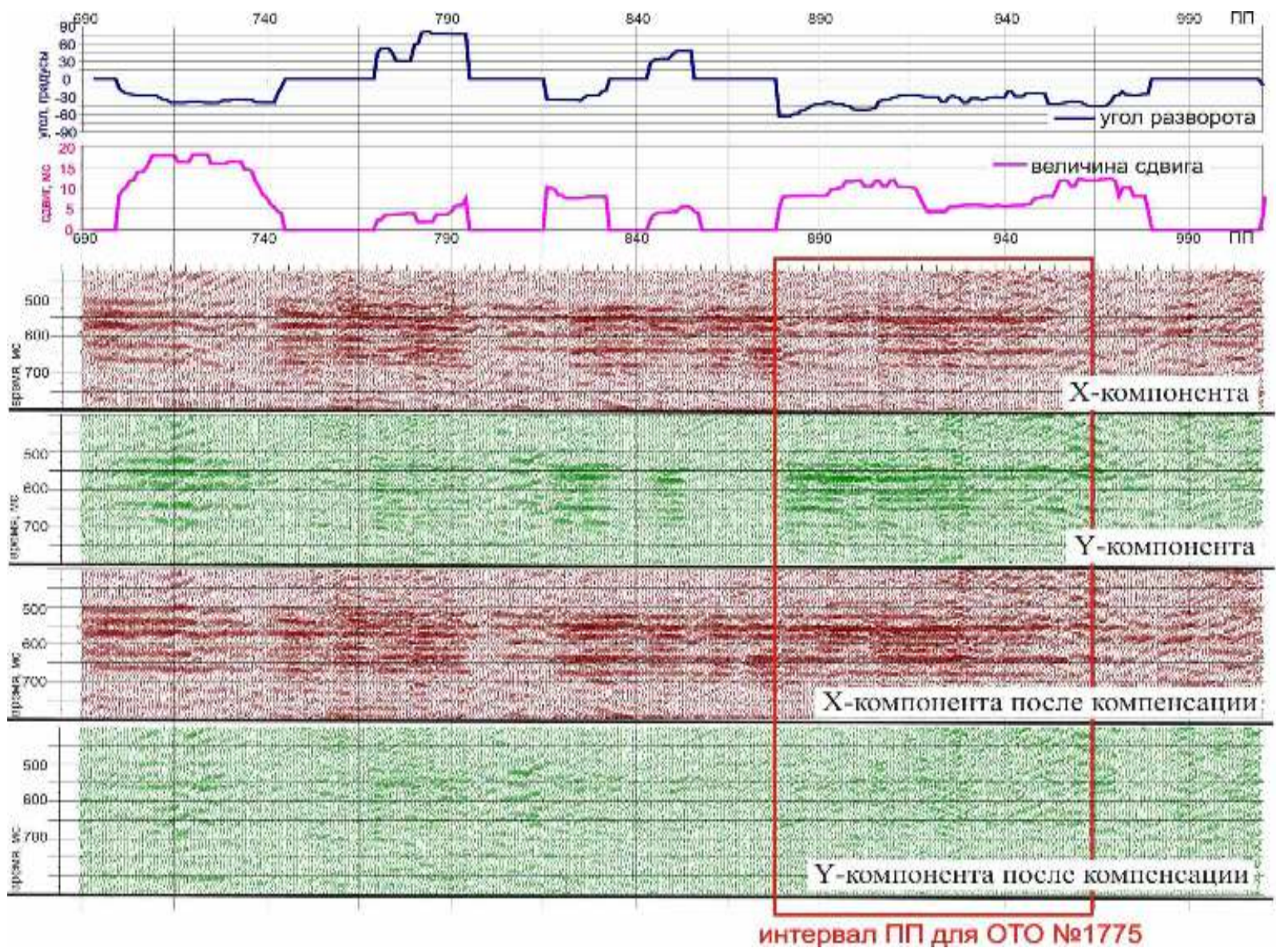


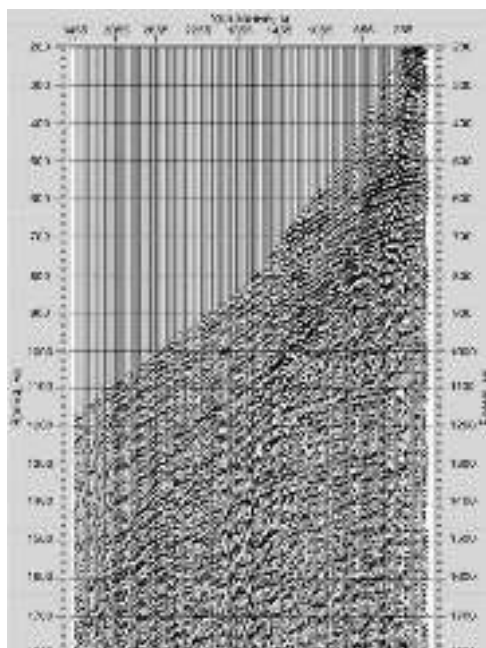
Рисунок 2.14 – Компенсация расщепления PS-волн в ВЧР по разрезам ОПП по профилю Оморинский – 1.

на разрезах ОПП X- и Y-компонент до проведения компенсации есть интервалы, где сигнал преобладает на X-компоненте, а есть – где на Y-компоненте. Кроме того, форма сигнала сильно меняется при переходе от одного ПП к другому. В таких условиях нельзя проводить суммирование сейсмограмм ОТО без компенсации расщепления в каждом ПП. После компенсации расщепления, можно видеть сигнал одинаковой формы на X-компоненте, который можно успешно суммировать по ОТО.

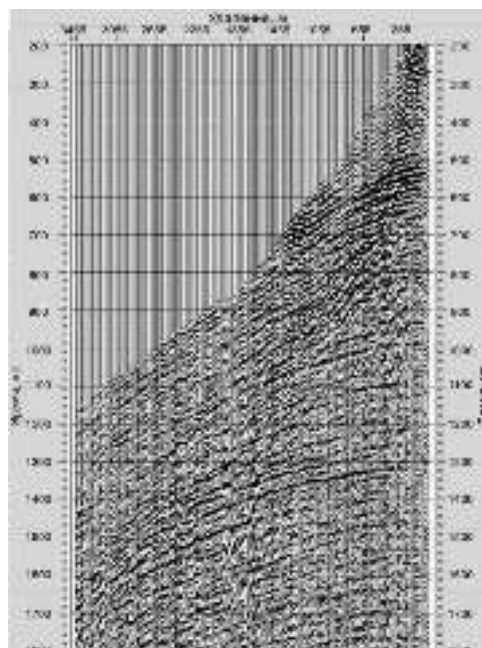
Следующим этапом методики обработки является компенсация расщепления PS-волн по исходным данным до суммирования. Для этого формируются сейсмограммы ОПП, и в каждой точке приема производится разворот системы координат регистрации на направления естественной поляризации  $\theta$ , затем в трассы сейсмограммы ОПП вводится единый временной сдвиг  $\Delta t$ , и производится обратный разворот системы координат приема. На рисунках 2.15 и 2.16 представлен пример сейсмограммы X- и Y- компонент общего пункта приема до и после применения процедуры компенсации. Можно видеть, что после компенсации расщепления в ВЧР все PS-волны на X-компоненте становятся более когерентными, а не только верхние отражения, по которым проводился поляризационный анализ. На Y-компоненте интенсивность отраженных обменных волн существенно падает. На рисунке 2.17 представлено сравнение скоростных спектров по сейсмограммам ОПП X-компоненты до и после применения процедуры компенсации. Чтобы оценить когерентность для обменных волн, отраженных от различных границ были рассчитаны значения сембланса (С), как отношение энергии суммарного сигнала по всем трассам на сейсмограмме к сумме энергий сигналов, зарегистрированных на каждой трассе в отдельности:

$$C = \frac{\sum_{j=1}^N (\sum_{i=1}^M a_{ij})^2}{M \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^M a_{ij}^2}, \quad (2.12)$$

где M – количество трасс, N – число отсчетов в анализируемом временном окне,  $a_{ij}$  – амплитуда на j-ом отсчете i-ой трассы. На рисунке для каждой PS-

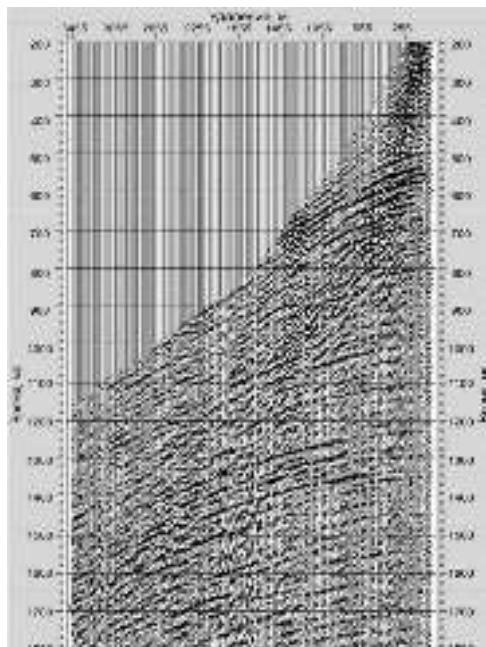


а) X-компонента

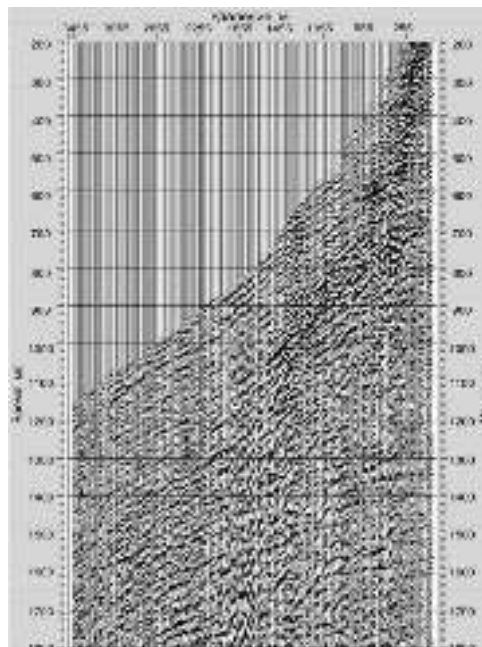


б) Y-компонента

Рисунок 2.15 – Профиль Оморинский – 1. Сейсмограмма ОПП № 900 до компенсации расщепления обменных волн в ВЧР. Поляризационный анализ проводился для группы горизонтов с  $t_0 = 500 - 650$  мс.



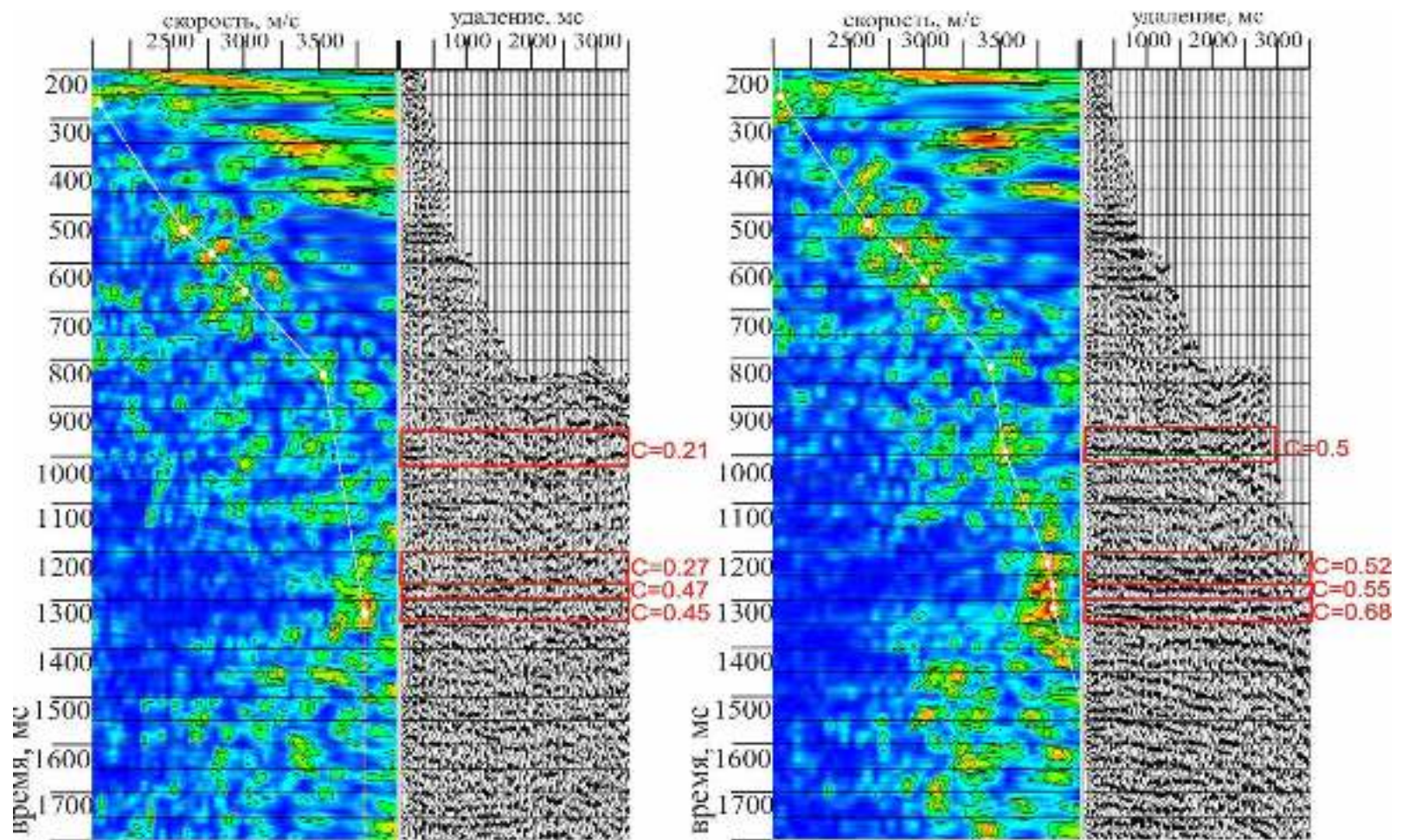
а) X-компонента



б) Y-компонента

Рисунок 2.16 – Профиль Оморинский – 1. Сейсмограмма ОПП № 900 после компенсации расщепления обменных волн в ВЧР. Поляризационный анализ проводился для группы горизонтов с  $t_0 = 500 - 650$  мс.





До компенсации

После компенсации

Рисунок 2.17 – Профиль Оморинский – 1, сейсмограмма ОПП № 900, X-компонента. Сравнение скоростных спектров и значений сембланса до и после проведения процедуры компенсации.



волны подписано значение  $C$ , и обозначено окно в котором оно было рассчитано. Когерентность всех отраженных обменных волн после проведения процедуры компенсации значительно увеличивается. Процедура компенсации дает возможность более корректно определять кинематические характеристики отраженных PS-волн, а также делает правомерными дальнейшие динамические оценки этих волн.

Для контроля корректности компенсационных поправок, были получены разрезы ОПП до и после применения процедуры компенсации (Рисунок 2.18 – 2.21). На графиках над разрезами показаны параметры расщепления, с использованием которых проводилась компенсация: на верхнем графике показано направление смещения быстрой волны, а на нижнем – временная задержка между быстрой и медленной волной.

Далее по сейсмограммам общей точки обмена после проведения процедуры компенсации выполнен скоростной анализ. Компенсация расщепления обменных волн в верхнем анизотропном слое позволяет избавиться от интерференционной формы импульса, вследствие этого она становится стабильней и улучшается прослеживаемость отражений на сейсмограммах. После определения и введения дополнительной статики, которое стало возможным из-за увеличения когерентности отраженных обменных волн, были составлены несимметричные выборки. Для этого было проведено переменное по времени бинирование [Chung and Corrigan, 1985; Eaton, 1990; Tessmer and Behle, 1988] с использованием значений  $V_S/V_P$ , полученных при обработке данных ВСП на скважине Оморинская – 10, расположенной непосредственно на профиле. На рисунках 2.22 – 2.25 представлены результаты компенсации расщепления отраженных обменных волн в ВЧР для фрагментов разрезов общей точки обмена. На разрезе после компенсации на Y-компоненте наблюдается существенное уменьшение интенсивности сигнала, что говорит о корректности проведенной процедуры. На разрезах после компенсации на X-компоненте наблюдается существенное увеличение интенсивности сигнала и улучшение прослеживаемости горизонтов.

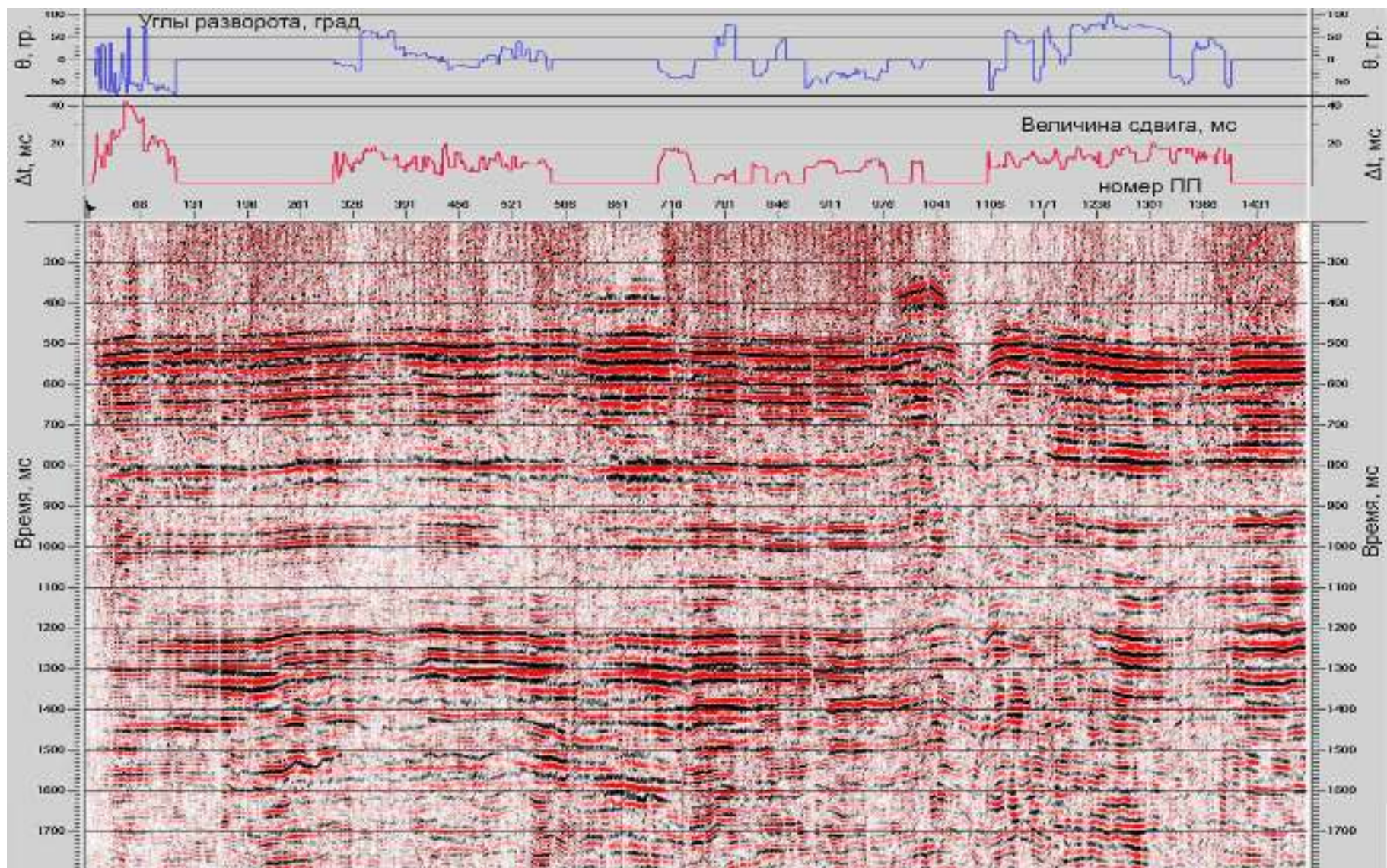


Рисунок 2.18 – Профиль Оморинский – 1. Временной разрез ОПП, X-компонента.



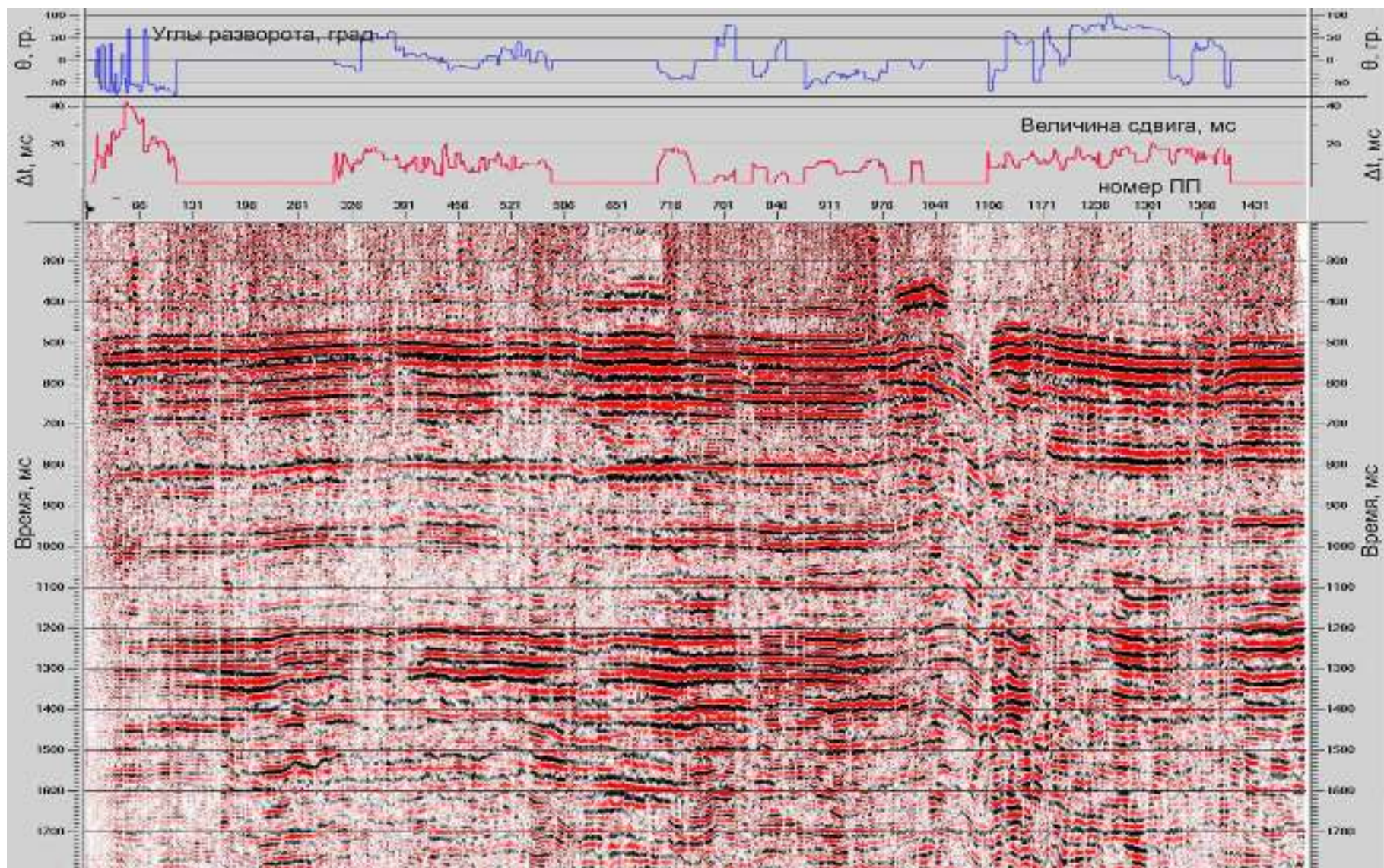


Рисунок 2.19 – Профиль Оморинский – 1. Временной разрез ОПП после применения процедуры компенсации расщепления PS-волн в ВЧР, X-компонента.



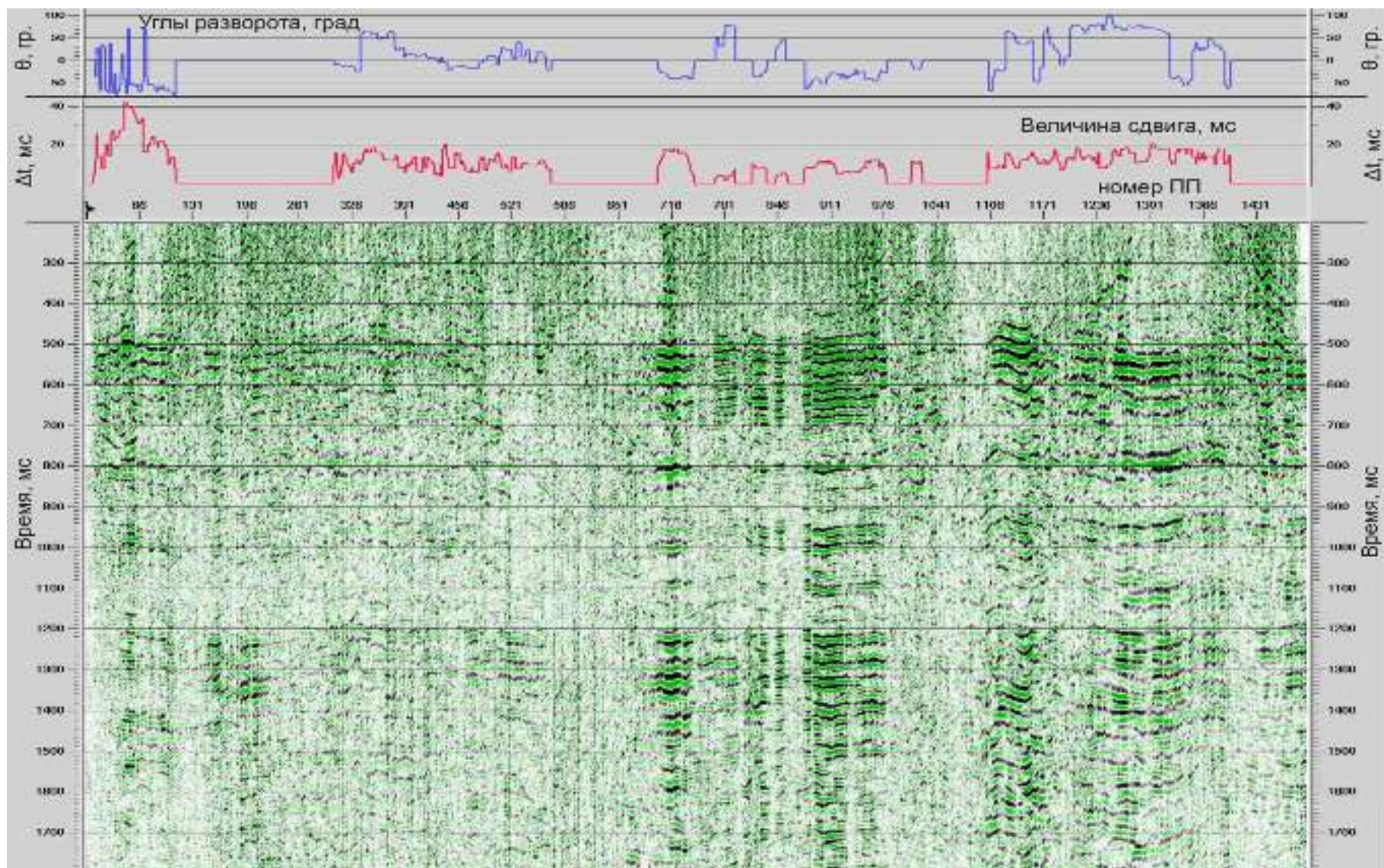


Рисунок 2.20 – Профиль Оморинский – 1. Временной разрез ОПД, Y-компонента.



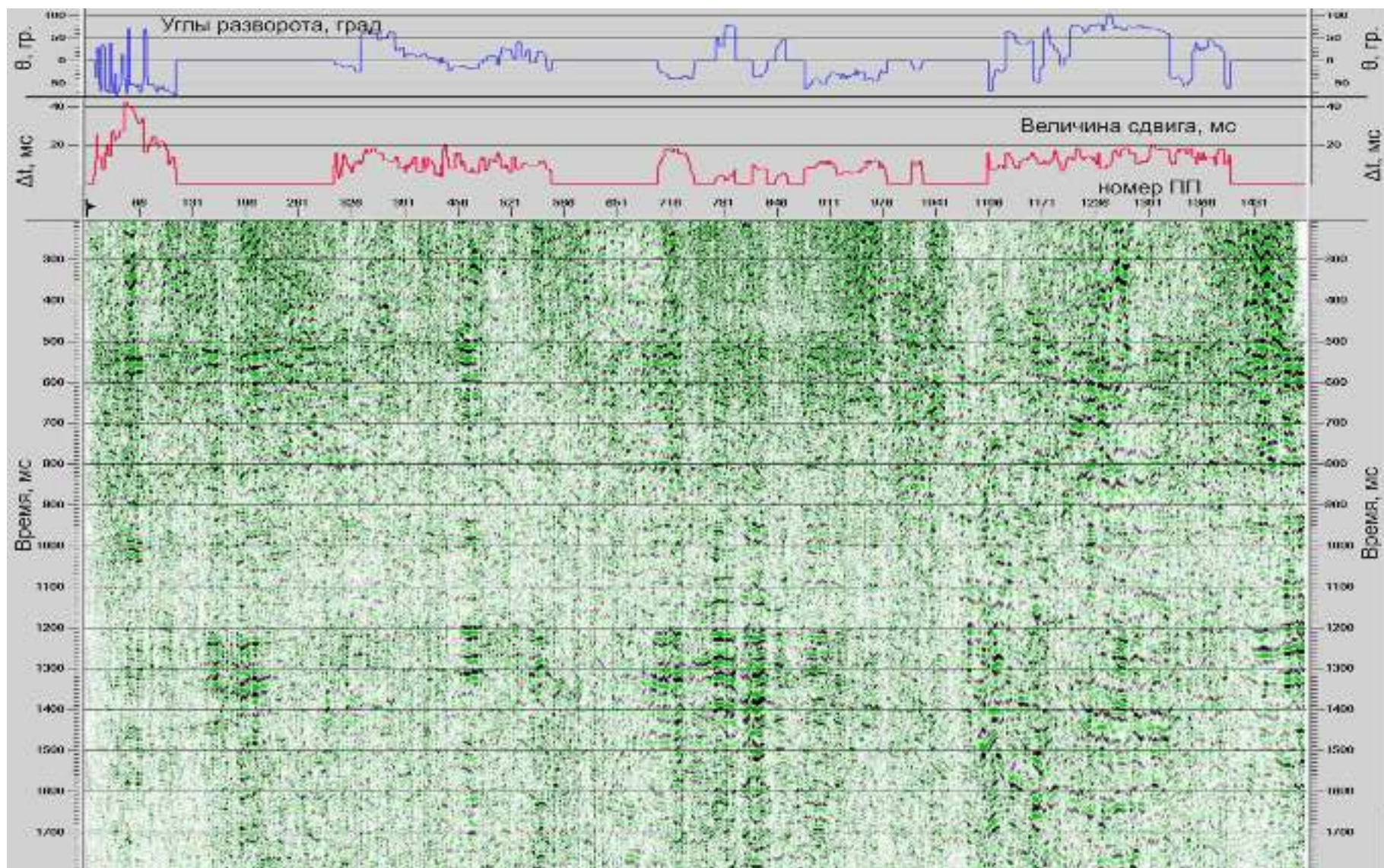


Рисунок 2.21 – Профиль Оморинский – 1. Временной разрез ОПП после применения процедуры компенсации расщепления PS-волн в ВЧР, Y-компонента.



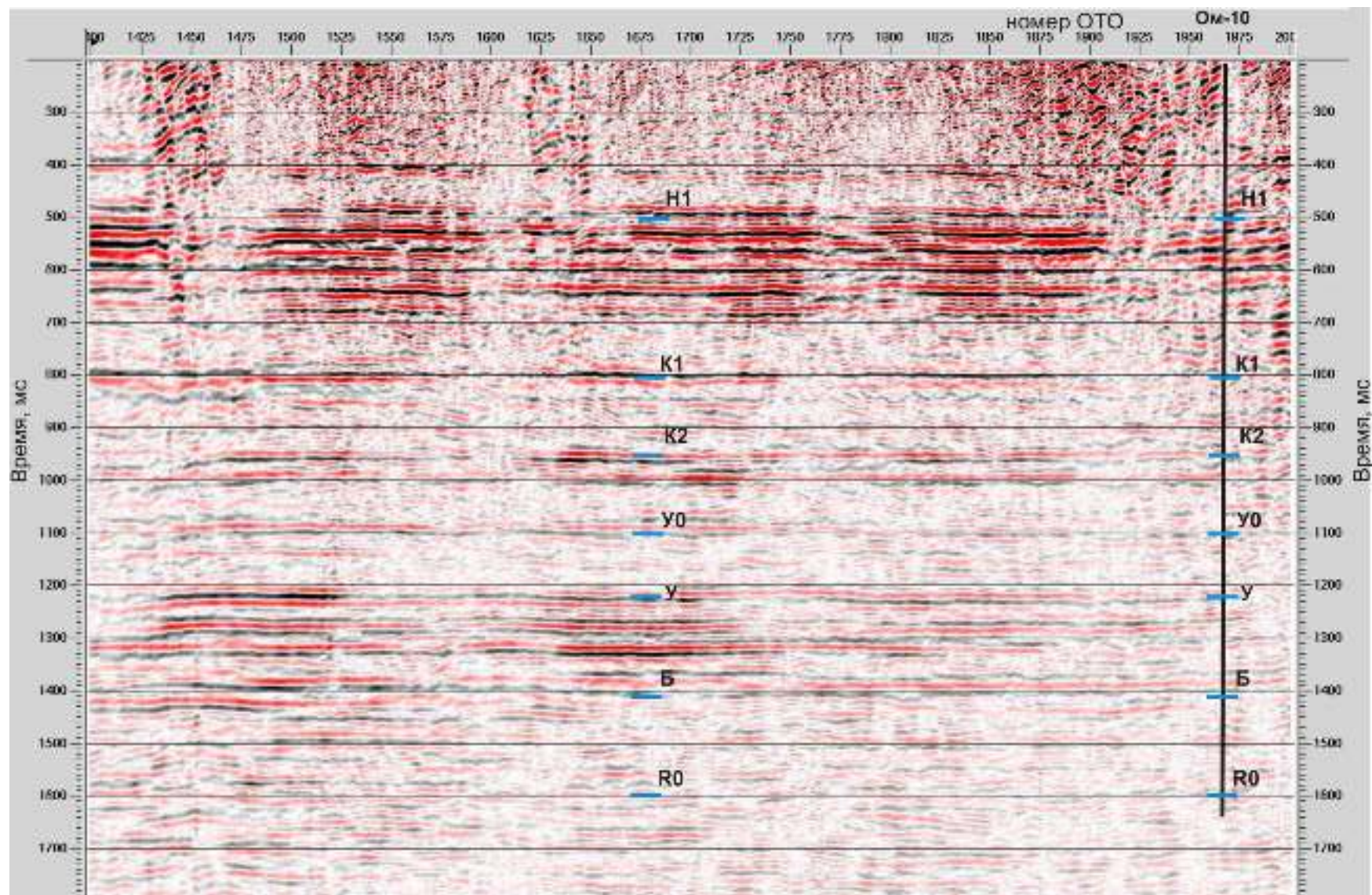


Рисунок 2.22 – Профиль Оморинский – 1. Фрагмент временного разреза общей точки обмена, X-компонента.



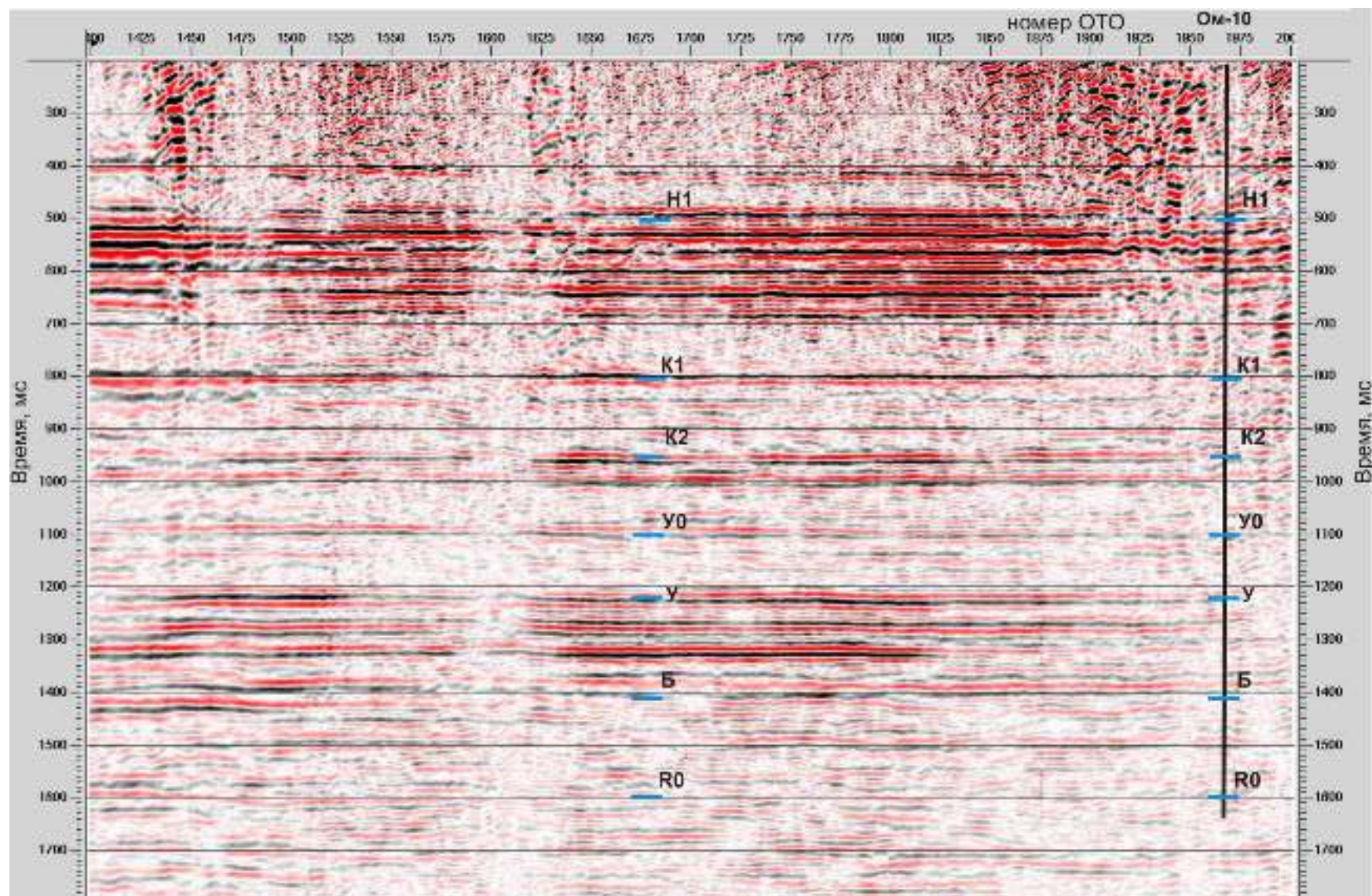


Рисунок 2.23 – Профиль Оморинский – 1 . Фрагмент временного разреза общей точки обмена после применения процедуры компенсации расщепления PS-волн в ВЧР, X-компонента.



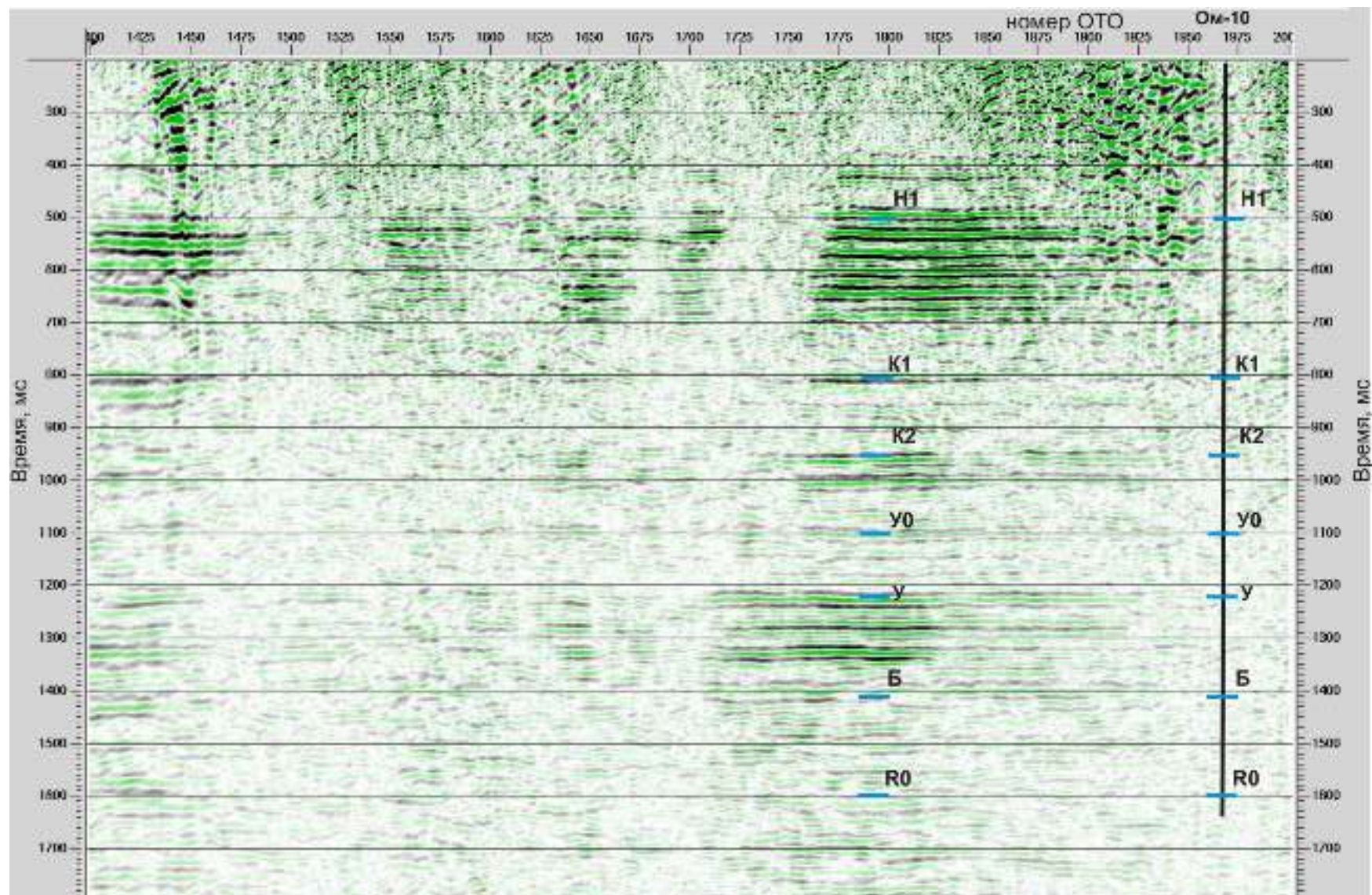


Рисунок 2.24 – Профиль Оморинский – 1. Фрагмент временного разреза общей точки обмена, Y-компонента.



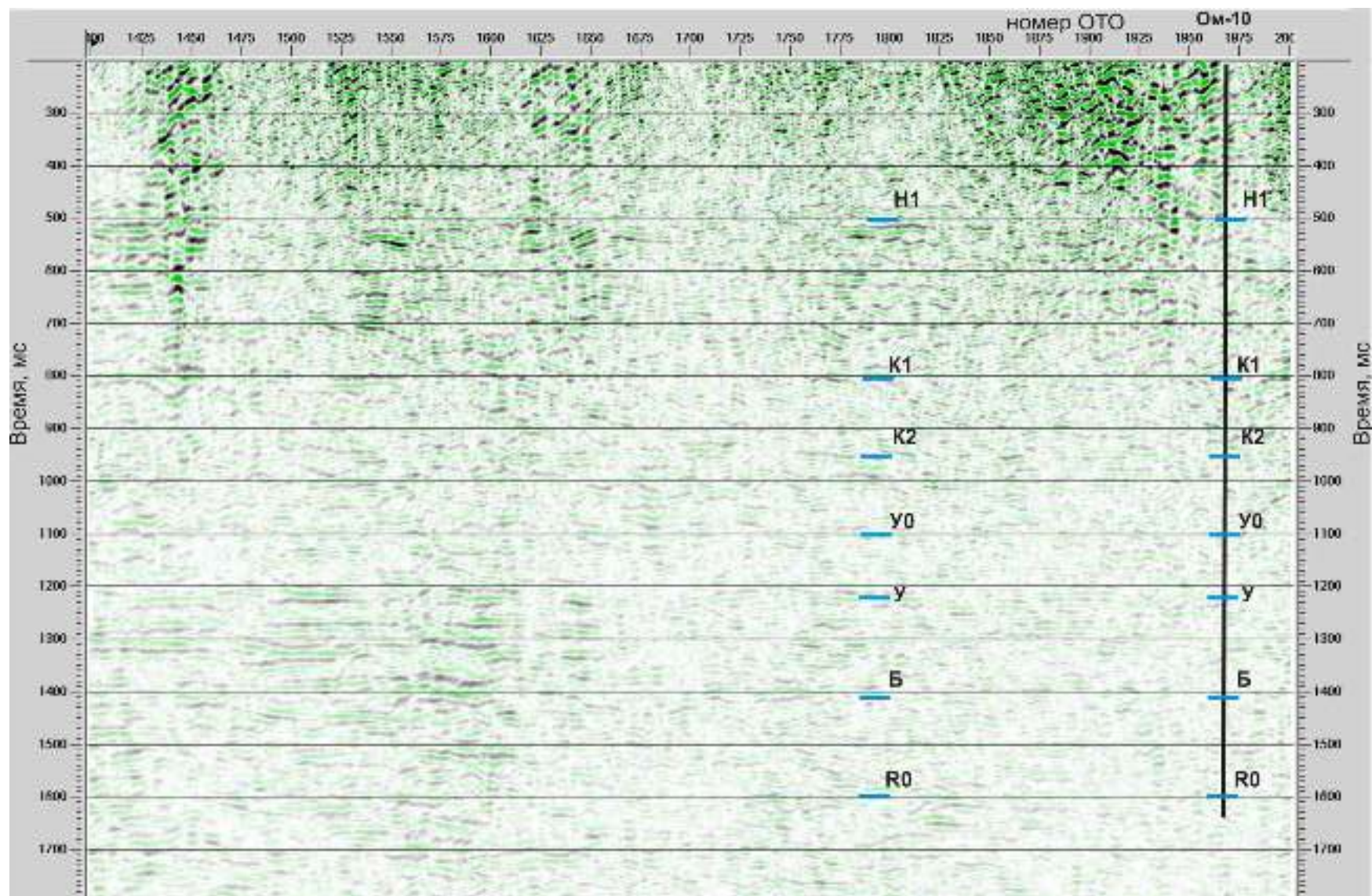


Рисунок 2.25 – Профиль Оморинский – 1. Фрагмент временного разреза общей точки обмена после применения процедуры компенсации расщепления PS-волн в ВЧР, Y-компонента.

Это подтверждает рисунок 2.26, на котором представлено отношение средних энергии сигнала после и до компенсации, вычисленных по разрезам ОТО X-компоненты для горизонтов Н1 К2 и У. В диапазоне точек обмена 1600 – 2000 средняя энергия увеличивается  $\approx 1.5$  раза для всех горизонтов, а не только для верхних, по которым производился поляризационный анализ.

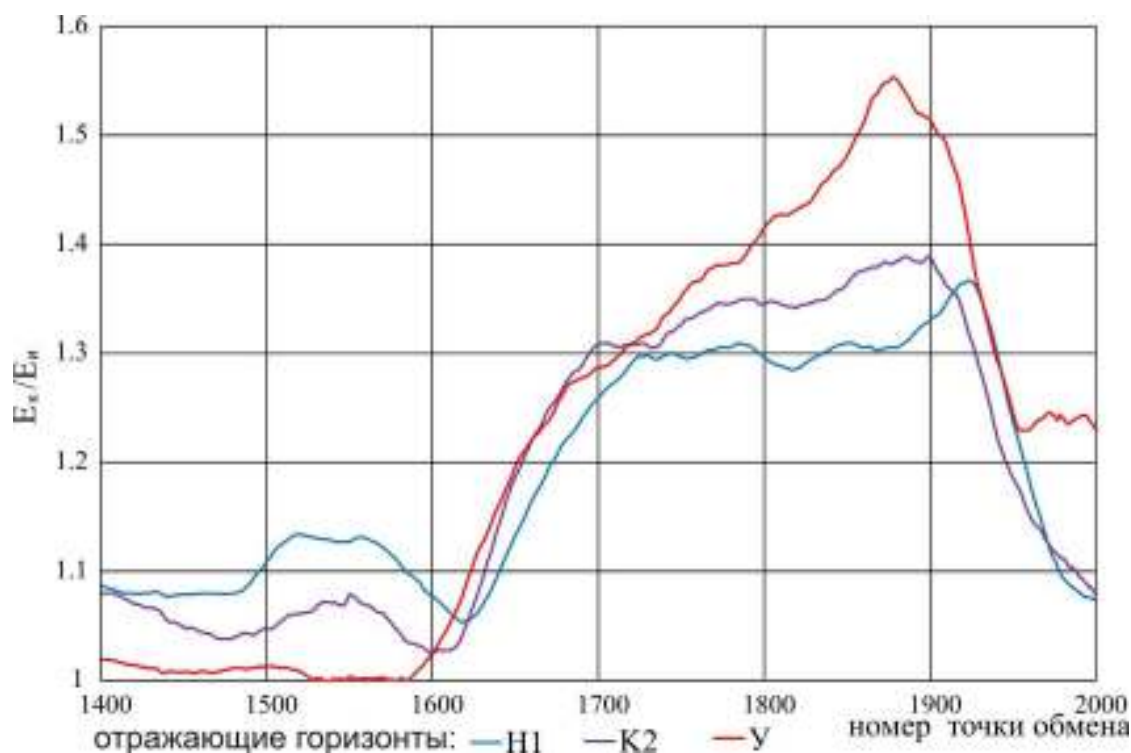


Рисунок 2.26 – Профиль Оморинский – 1. Отношение средних энергии сигнала после ( $E_k$ ) и до ( $E_n$ ) компенсации, вычисленных по разрезам ОТО X компоненты для различных горизонтов.

На рисунке 2.27 приведены глубинные разрезы продольных и обменных волн, пересчитанные из временных разрезов с использованием скоростного закона, полученного по данным ВСП в скважине Оморинская – 10, расположенной непосредственно на профиле. Также с использованием данных ВСП стало возможным провести уверенную идентификацию и привязку основных отражающих горизонтов, которые хорошо прослеживаются как на разрезе по продольным, так и по обменным волнам. Разрез по обменным волнам имеет лучшую разрешенность, при этом на нем наблюдается существенно меньший фон кратных волн, что особенно хорошо заметно на глубинах, соответствующих усольской свите ( $U_0$ ) и рифейской толще ( $R_0$ ). В районе работ рифей представ-

ляет собой однородную преимущественно карбонатную толщу с отражающим горизонтом на кровле. Кровля рифея является размытой поверхностью несогласия. Получить уверенные отражения от такой неровной поверхности достаточно сложно. Однако на разрезе по обменным волнам отражающий горизонт  $R_0$  отчетливо виден на глубинах 2600 м, тогда как на разрезе по продольным волнам этот горизонт теряется среди кратных волн.

Очень сильно волновая картина продольных волн осложнена реверберациями в интервале, непосредственно прилегающем к скважине Ом – 10, где проявляется влияние траппа, находящегося на глубине 2150 м. На разрезе обменных волн реверберации в этом интервале практически отсутствуют.

Таким образом, комплексное использование продольных и обменных волн позволяет более успешно решать проблему кратных волн в данном районе.



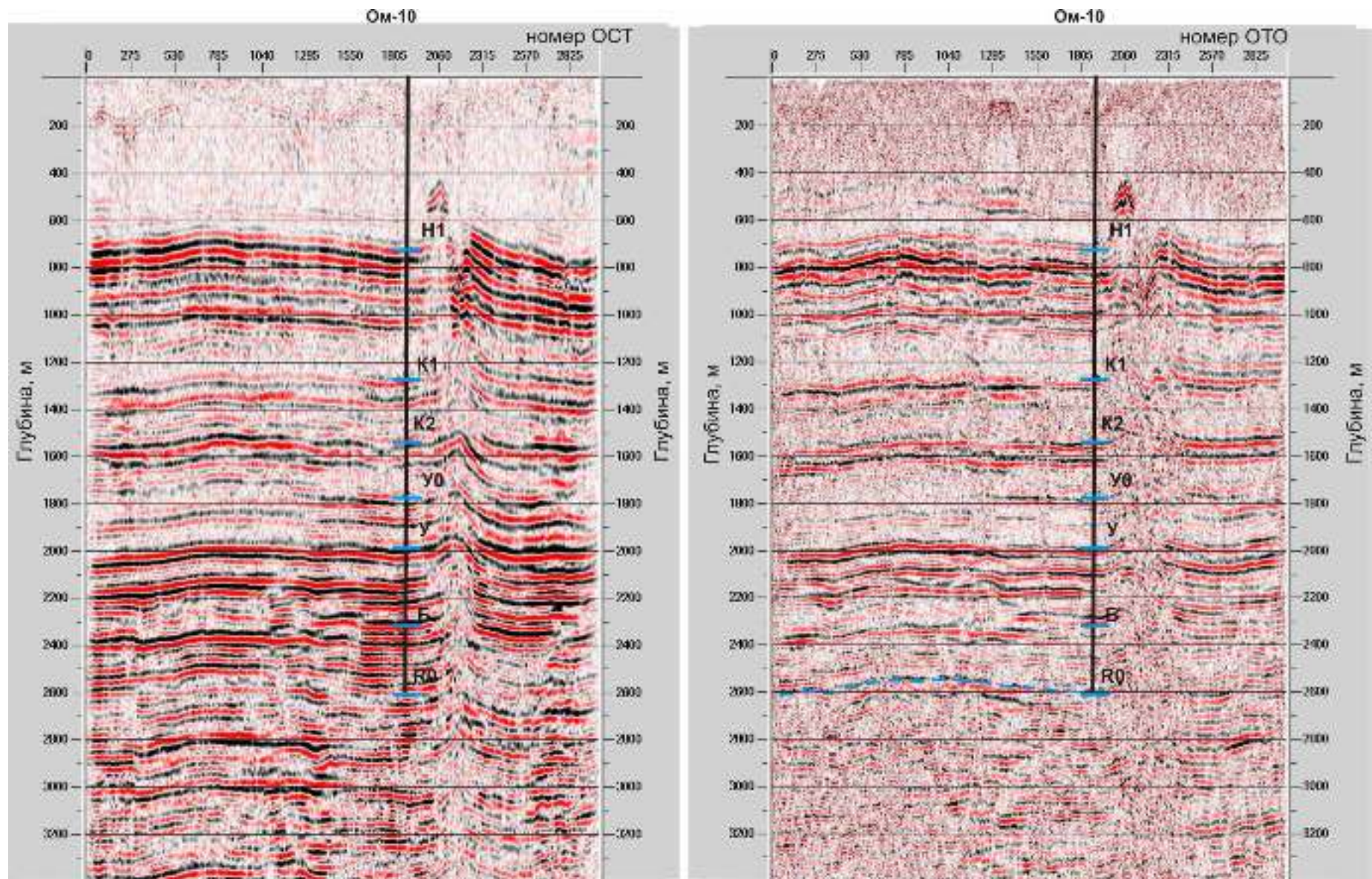


Рисунок 2.27 – Глубинные разрезы по продольным волнам (слева), по обменным волнам (справа).

#### ***2.4.4 Результаты использования методики компенсации расщепления PS-волн в ВЧР при обработке данных по профилям № 101 и № 112***

В данном разделе представлены результаты применения методики компенсации при обработке данных по двум пересекающимся профилям № 101 и № 112 [Афони́на и др., 2013]. Основным отличием волнового поля на 112 профиле от поля на 101 профиле являются существенно менее интенсивные отраженные обменные волны. На побочной компоненте до компенсации наблюдаются области отсутствия полезного сигнала, в которых компенсация не проводилась. В этих областях среда может быть изотропной, либо линия наблюдения находится в плоскости симметрии среды.

Согласно разработанной методике, определение параметров компенсации проводилось по верхним горизонтам ( $t_0 = 600 - 800$  мс) на суммарных разрезах ОПП. На рисунке 2.28 приведен пример компенсации по разрезам ОПП для профиля № 112. На графике показаны направление смещения быстрой волны (синим) и задержка между быстрой и медленной волнами (красным). О корректности проведения компенсации свидетельствует уменьшение интенсивности сигнала на верхних горизонтах на Y-компоненте и параметры расщепления, которые меняются плавно и закономерно, с некоторыми флуктуациями. Наблюдаются довольно большие временные задержки (до 40 мс), что свидетельствует о высокой степени анизотропии. Довольно сильные изменения как задержек, так и углов подтверждают тот факт, что необходимо проводить компенсацию в каждой точке наблюдения.

Корректность поляризационного анализа, проведенного по профилю №101 проиллюстрирована траекторией смещения частиц двух интерферирующих поперечных волн в ПП № 896 (Рисунок 2.29). В данной точке были определены параметры компенсации:  $\theta = -26^\circ$ ,  $\Delta t = 45$  мс. В начальной части траектории можно наблюдать быструю поперечную волну, действительно поляризованную под углом  $-26^\circ$  к направлению профиля, в конечной части, когда наблюдается только медленная поперечная волна, поляризация ортогональна



первоначальной. После разделения интерферирующих поперечных волн в верхнем анизотропном слое на X-компоненте в азимуте  $-26^\circ$  наблюдается чистая быстрая поперечная волна, в ортогональном направлении — медленная поперечная волна. Поляризационный анализ проведен корректно, поскольку наблюдается хорошее подобие сигнала на горизонтальных компонентах. Траектория смещения частиц подтверждает наличие на сейсмограмме двух ортогонально поляризованных волн.

Была проведена компенсация расщепления обменных волн в верхнем слое по исходным сейсмограммам ОПП. Проведение компенсации позволило устранить интерференционный характер сигнала отражённых обменных волн, что позволило уточнить статические поправки.

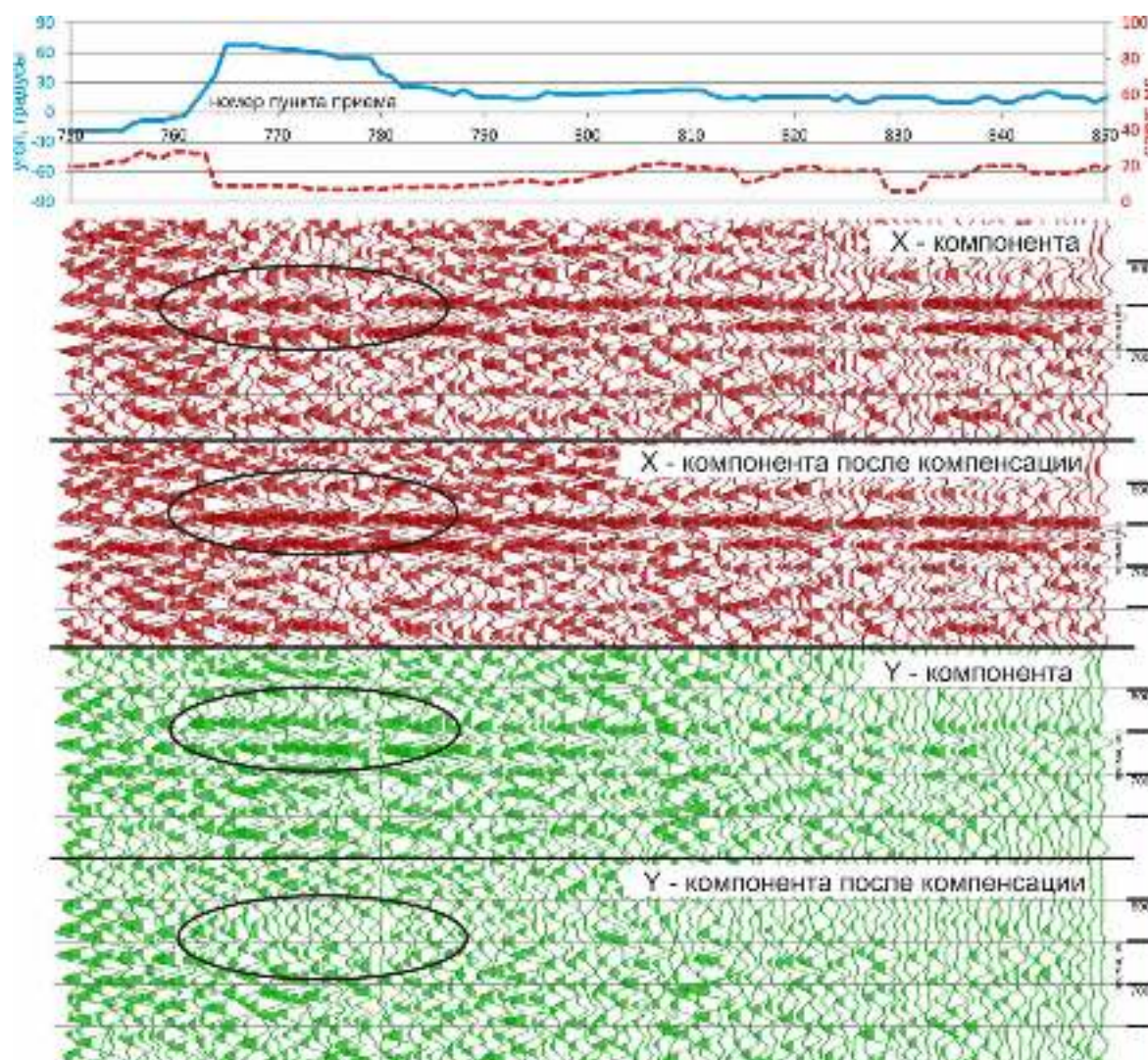


Рисунок 2.28 – Пример компенсации расщепления PS-волн в ВЧР по разрезам ОПП по профилю №112.

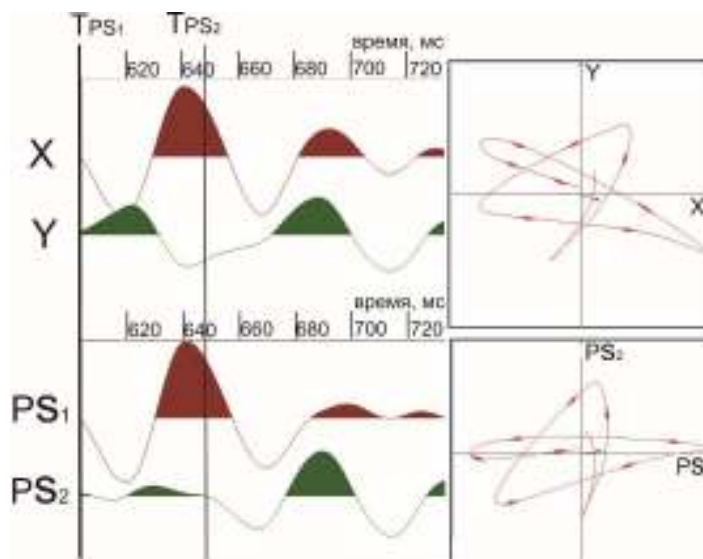


Рисунок 2.29 – Профиль №101. Суммотрасса ОПП № 896, исходные X- и Y-компоненты (сверху). Разделённые быстрая и медленная поперечные волны (снизу). Траектории смещения частиц в окне 130 мс (справа), стрелками показано направление смещения.

Из-за отсутствия на профиле скважины несимметричное бинирование проводилось в асимптотическом режиме [Нефедкина, 1980; Нефедкина и др., 1980], с использованием постоянного значения параметра  $V_S/V_P = 0,57$ , выбранного как средняя величина в разрезе на основании данных ВСП в ЮТЗ. Разрезы ОТО X-компоненты до и после проведения компенсации и введения корректирующей статики для профиля № 101 приведены на рисунках 2.30 и 2.31, для профиля № 112 – на рисунках 2.32 и 2.33. Качество данных на профиле № 112, значительно ниже, чем на профилях № 101 и Оморинский – 1. На исходных сейсмограммах, полученных на профиле № 112, выявлено большое количество погрешностей, вызванных плохим контактом сейсмоприемников с грунтом и неправильной работой регистрирующей аппаратуры, которые нельзя скорректировать. Кроме того, интенсивность отраженных обменных волн на профиле № 112 значительно ниже, чем на профиле № 101. Несмотря на это, на рисунках 2.32 и 2.33 улучшения разрезов для профиля № 112 отчетливо видны в диапазоне ОТО 300 – 1000. На профиле № 101 наблюдается существенное увеличение соотношения сигнал/помеха и улучшение прослеживаемости всех горизонтов. Можно отметить заметное повышение когерентности всех отражений, в том числе внутририфейских, что иллюстрирует рисунок 2.34.



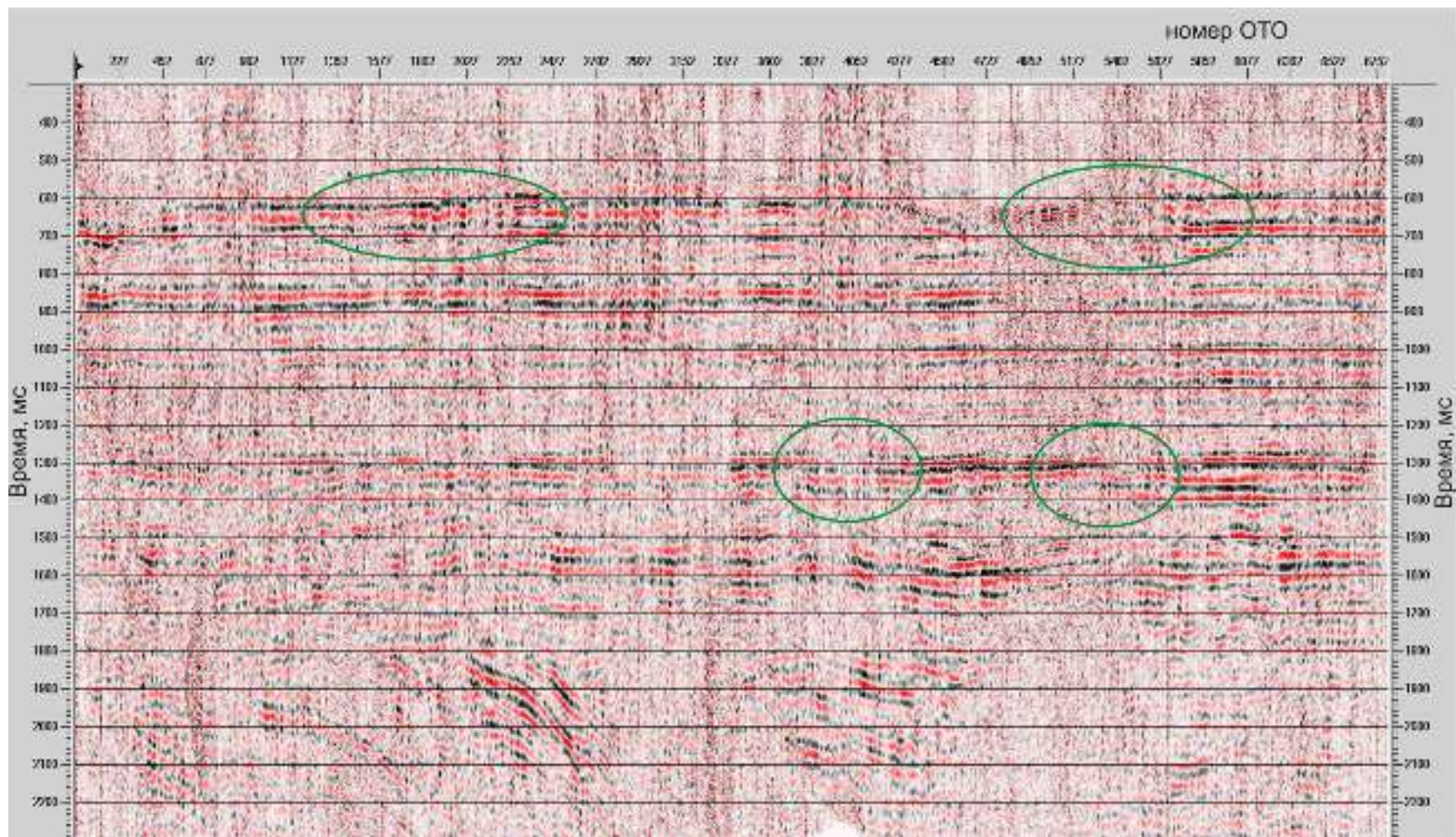


Рисунок 2.30 – Профиль № 101. Суммарный разрез ОТО, X-компонента.



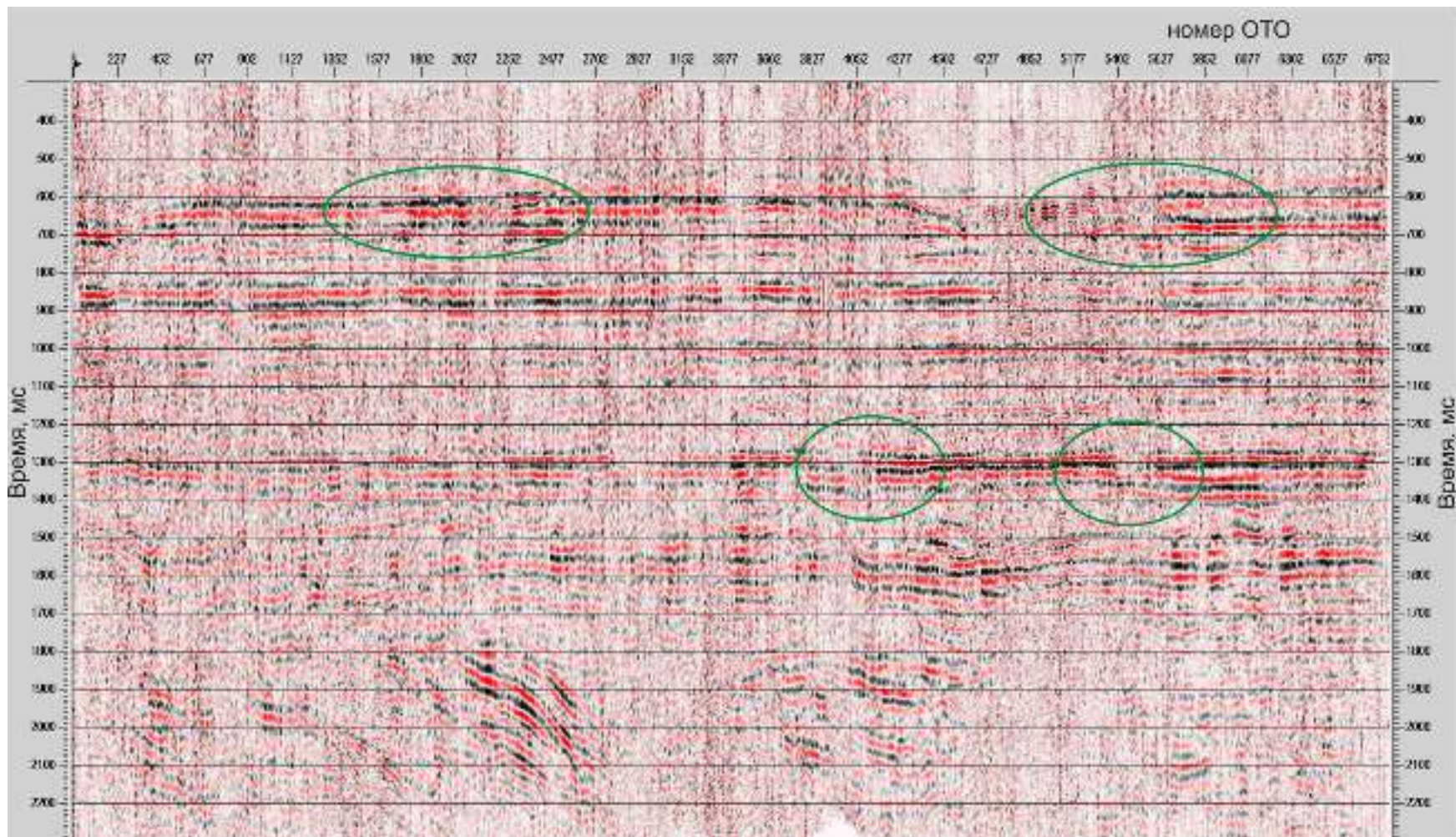


Рисунок 2.31 – Профиль № 101. Суммарный разрез ОТО после применения процедуры компенсации расщепления PS-волн в ВЧР, X-компонента. Зеленым показаны улучшения горизонтов на разрезе.



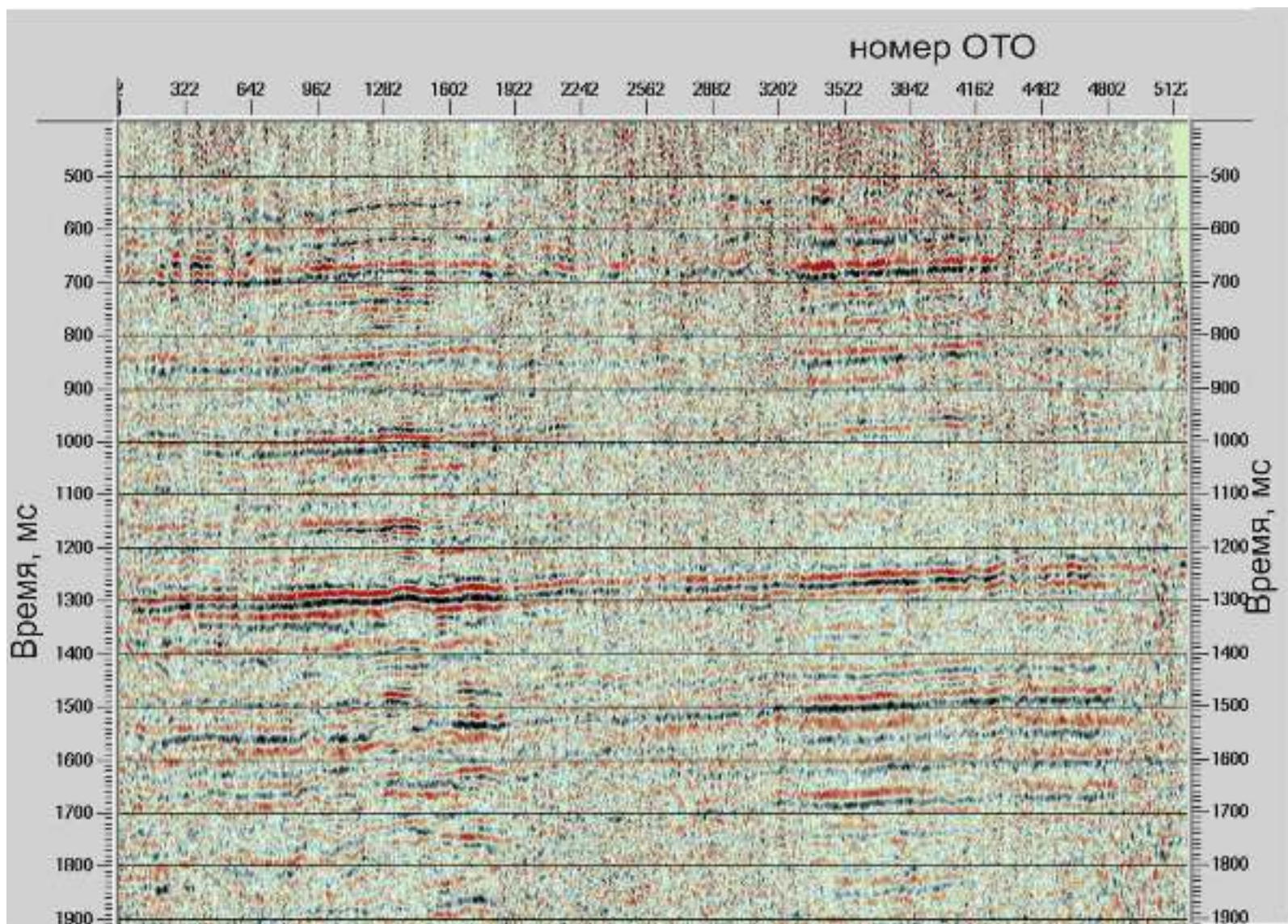


Рисунок 2.32 – Профиль № 112. Разрез ОТО, X компонента.



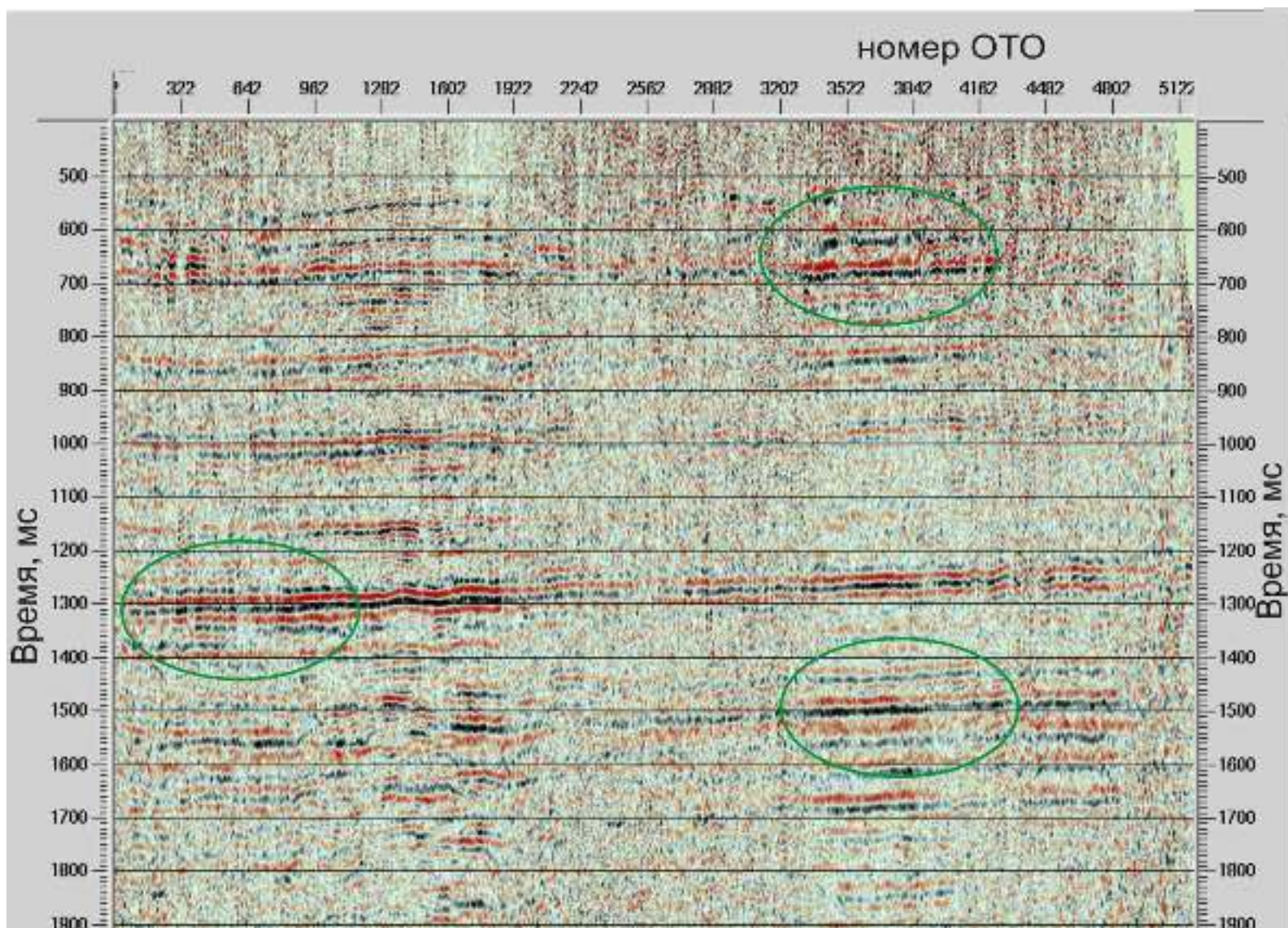


Рисунок 2.33 – Профиль № 112. Разрез ОТО после применения процедуры компенсации расщепления PS-волн в ВЧР, X-компонента. Зеленым показаны улучшения горизонтов на разрезе.

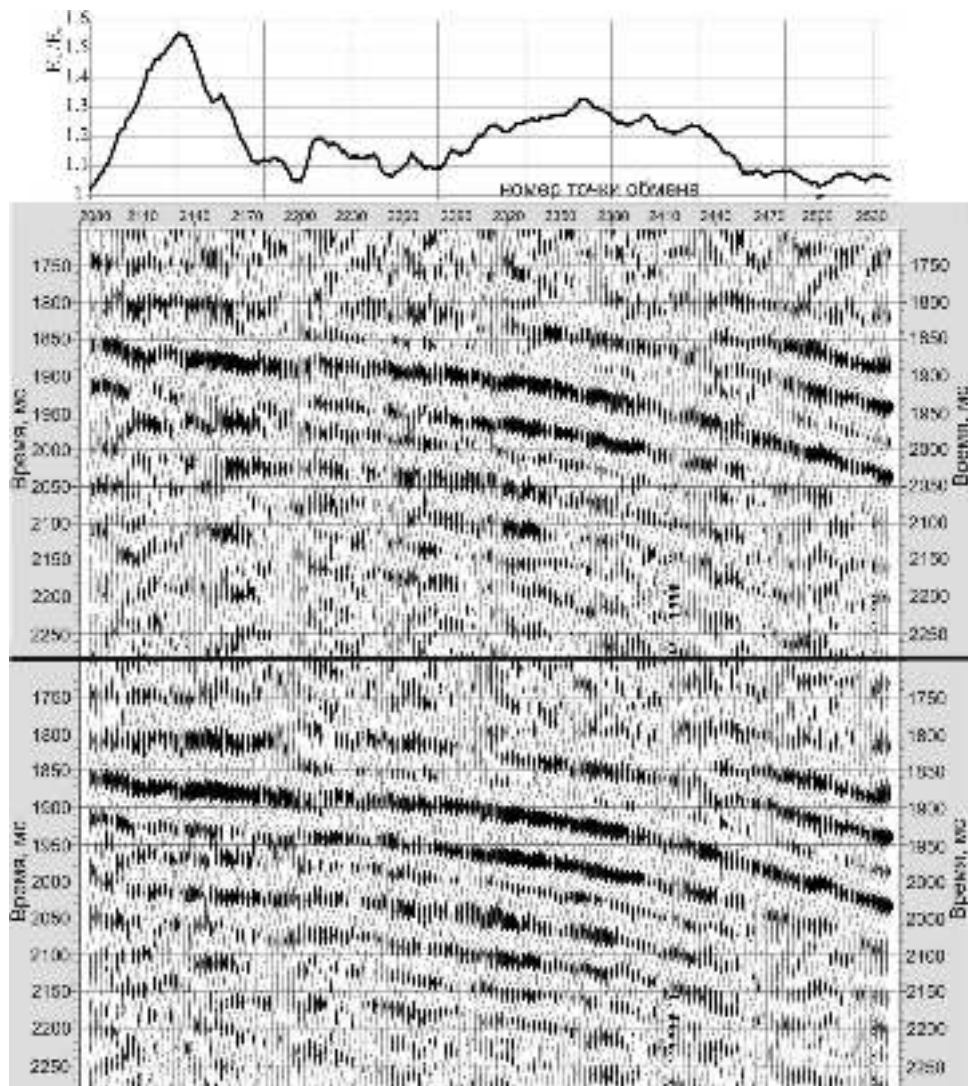


Рисунок 2.34 – Профиль № 101. Фрагмент суммарного разреза ОТО X-компоненты до проведения процедуры компенсации (сверху) и после проведения процедуры компенсации (снизу).

На графике показано соотношение средней энергии сигнала в окне 270 мс после компенсации к средней энергии сигнала до этой процедуры.

Представляет интерес сопоставление результатов компенсации в точке пересечения профилей. В качестве примера на рисунке 2.35 показано определение параметров компенсации с помощью алгоритма Гаррисона и результат компенсации по профилю № 101 в точке его пересечения с профилем № 112. Сверху на сейсмограммах слева направо показаны: исходные импульсы, разделенные быстрая и медленная волна и компоненты после компенсации. Внизу показана целевая функция в алгоритме Гаррисона.

Определённые в результате процедуры компенсации азимуты векторов смещения быстрой волны показаны на рисунке 2.36. Наблюдается хорошее

совпадение результатов анализа в точке пересечения профилей. Азимуты векторов смещения практически совпадают, а временные задержки составляют 30 и 33 мс, что является хорошим результатом, учитывая качество данных на 112 профиле.

Совпадение временных разрезов после процедуры компенсации демонстрируется на рисунке 2.37. Азимут 101 профиля отличается от направления поляризации быстрой волны на 20 градусов, поэтому на X-компоненте этого профиля быстрая волна преобладает. Поскольку, профили пересекаются практически под прямым углом, то на 112 профиле преобладает медленная поперечная волна. Таким образом, так как анизотропный слой находится выше всех отражающих горизонтов, в точке пересечения профилей до проведения компенсации можно видеть временные невязки для всех горизонтов на разрезе (Рисунок 2.37, слева). После проведения процедуры компенсации времена на обоих разрезах соответствуют времени прихода быстрой поперечной волны, что позволяет избавиться от невязки в точке пересечения профилей (Рисунок 2.37, справа). Таким образом, совпадение результатов анализа анизотропии ВЧР в точке пересечения профилей подтверждает корректность применяемых процедур обработки и убеждает в достоверности получаемых результатов. К сожалению, низкий уровень сигнала обменных волн не позволил получить данные по анизотропии рифейского интервала.



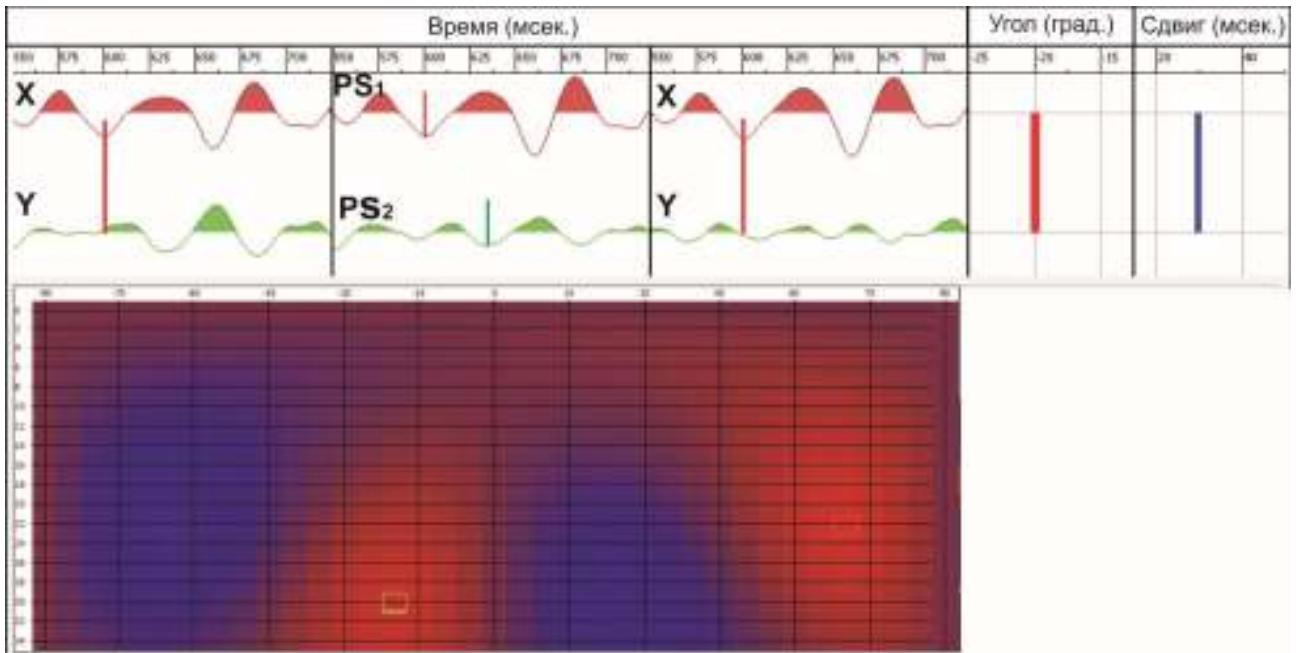


Рисунок 2.35 – Определение параметров расщепления PS-волн в ВЧР по профилю № 101 в точке пересечения. Сверху на сейсмограммах показаны исходные импульсы, разделенные быстрая и медленная волна и компоненты после компенсации. Внизу показана целевая функция в алгоритме Гarrisона.

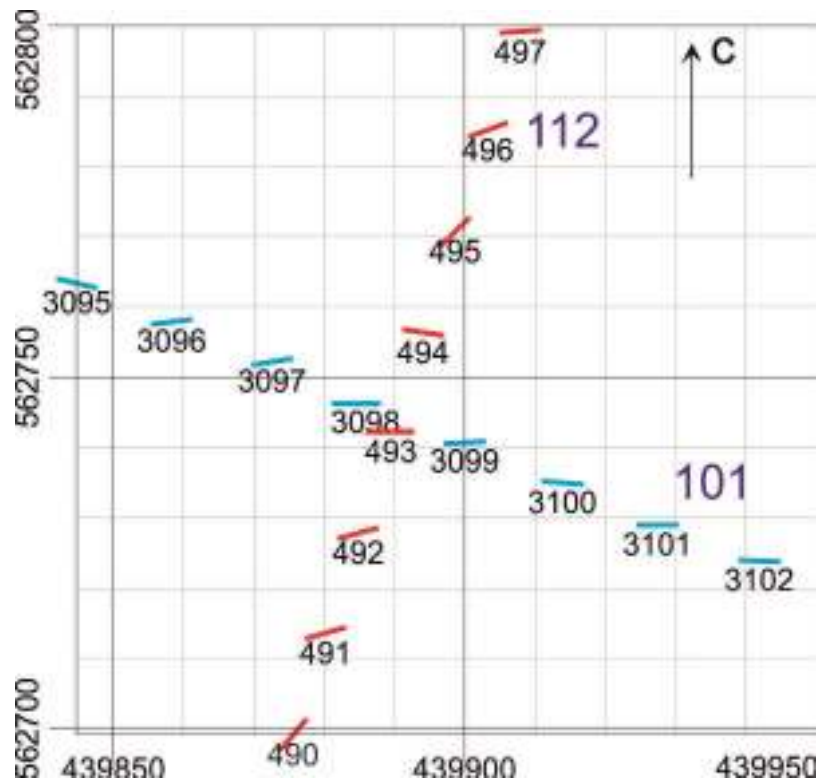


Рисунок 2.36 – Взаимное расположение профилей № 101 и № 112. В каждом пункте приема показано направление поляризации быстрой волны, определенное с помощью алгоритма Гarrisона.

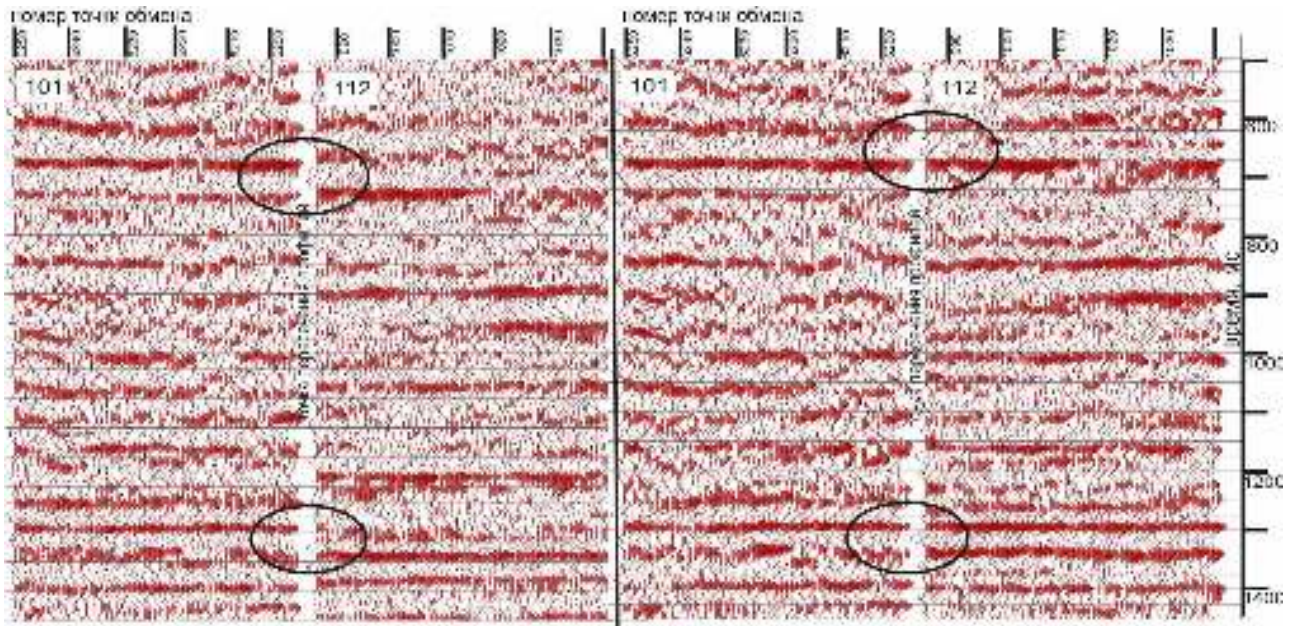


Рисунок 2.37 – Сопоставление временных разрезов общей точки обмена по профилю № 112 и № 101 до компенсации (слева) и после компенсации (справа).

## 2.5 Выводы к главе 2

Проведенные исследования позволили создать методику обработки данных отраженных обменных волн для компенсации расщепления этих волн в неоднородной азимутально-анизотропной верхней части разреза, которая позволяет избавиться от искажающего влияния анизотропии верхнего слоя. Данная методика опробована на экспериментальных данных профильных многокомпонентных наблюдений на Сибирской платформе.

Для корректного применения методики компенсации при обработке данных не должно применяться никаких процедур, искажающих соотношения амплитуд между X- и Y-компонентами или форму сигнала. Из-за неоднородности верхнего слоя параметры расщепления PS-волн должны быть определены в каждой точке приема по суммотрассам ОПП. Одним из важных этапов обработки является скоростной анализ по сейсмограммам ОПП отдельно по компонентам быстрой и медленной волны, который необходим для получения разрезов с оптимальными параметрами суммирования и более точного определения параметров компенсации. После определения параметров по суммотрассам

ОПП процедура компенсации применяется к исходным данным, что позволяет более точно определить скоростные законы для суммирования сейсмограмм ОТО и получить более корректные разрезы. Также была показана необходимость определения и введения дополнительной корректирующей статики после применения процедуры компенсации.

Компенсация позволяет избавиться от расщепления в ВЧР обменных волн, отраженных от всех горизонтов, расположенных ниже ее подошвы, в том числе и от целевых. Без такой процедуры невозможно корректно проводить обработку данных отраженных обменных волн и определять их кинематические и динамические характеристики. Компенсация дает возможность перейти к стабильной форме импульса, как на сейсмограммах, так и на разрезах, что значительно улучшает прослеживаемость отраженных PS-волн.

Компенсация позволяет повысить качество построения сейсмических изображений. Показан пример более корректной увязки сейсмических разрезов на пересечении профилей после компенсации влияния анизотропии ВЧР. Сопоставление глубинных разрезов по продольным и обменным волнам для профиля Оморинский –1 показало, что основным преимуществом разрезов по обменным волнам является отсутствие на них кратных волн, что весьма актуально в районах Сибирской платформы. Таким образом, разрезы по обменным волнам дают дополнительную информацию для геологической интерпретации сейсмических данных, а процедура компенсации расщепления существенно повышает качество построения сейсмического изображения среды.

Применение описанной методики компенсации при обработке данных отраженных обменных волн, полученных в ЮТЗ и на прилегающих к ней территориях, позволит изучить поляризацию PS-волн в целевых рифейских коллекторах и связать направление вектора смещения волны  $PS_1$  с направлением преимущественной трещиноватости коллектора. Отсутствие результатов по определению направления трещиноватости в рифейском коллекторе при обработке данных по профилям Оморинский – 1, №101 и №112 связано с недостаточной интенсивностью отраженных PS-волн от внутририфейских горизонтов.



### **ГЛАВА 3. СПОСОБ КОМПЕНСАЦИИ РАСЩЕПЛЕНИЯ PS-ВОЛН, УЧИТЫВАЮЩИЙ ИЗМЕНЕНИЯ ВРЕМЕННОЙ ЗАДЕРЖКИ МЕЖДУ РАСЩЕПЛЕННЫМИ PS-ВОЛНАМИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УДАЛЕНИЯ ИСТОЧНИК-ПРИЕМНИК**

Методика компенсации расщепления отраженных обменных волн в неоднородных азимутально-анизотропных средах, описанная в главе 2 данной работы, имеет ограничения, и существуют геологические среды, в которых она плохо применима. Проблемы изучения многослойных азимутально-анизотропных описаны в работе [Афони́на, 2011]. Если азимутально-анизотропный слой не является низкоскоростным, то лучи отраженных обменных волн будут отклоняться от вертикали, тем больше, чем больше расстояние источник-приемник. При этом временные задержки между расщепленными обменными волнами для различных удалений источник-приемник будут различными. Такой же эффект будет наблюдаться в анизотропных слоях с большой мощностью или сильной анизотропией. В таких средах необходимо применять более сложный способ компенсации расщепления отраженных обменных волн в анизотропном слое, учитывающий такое изменение временных задержек. Для разработки такого способа была составлена модель среды, которая характеризуется значительными изменениями временных задержек между расщепленными обменными волнами в зависимости от азимута и удаления, которая будет описана ниже. Новый способ компенсации, разработанный в процессе диссертационного исследования, проиллюстрирован на примере обработки сейсмических данных по этой модели. Об этом способе подробно рассказано в работах [Горшкалев и др., 2014; Afonina et al, 2012].

### 3.1 Математическое моделирование волнового поля

Модель представляет собой горизонтально-слоистую среду, состоящую из четырех слоев, два из которых являются трансверсально-изотропными с горизонтальными осями симметрии, причём направления осей различаются на  $30^\circ$ . Верхний слой имитирует изотропную зону малых скоростей. Параметры среды показаны в таблице 3.1.

Таблица 3.1 – Четырёхслойная модель с двумя анизотропными слоями

Номер слоя	Номер границы	Глубина подошвы (м)	$V_P$ (м/с)	$V_S$ (м/с)	$\rho$ (г/м <sup>3</sup> )	Параметры Томсена [Thomsen, 1986]			Азимут оси симметрии среды
						$\epsilon$	$\delta$	$\gamma$	
1		100	1000	450	1800	0	0	0	0
2	1	600	3500	1750	2100	0.105	0.033	0.105	$30^\circ$
3	2	1100	4000	2100	2400	0	0	0	0
4	3	1600	5000	2450	2800	0.105	0.058	0.105	$60^\circ$

На рисунке 3.1 показана система наблюдений для расчёта годографов лучевым методом в предложенной модели. Были рассчитаны времена прихода отраженных обменных волн, которые расщепляются только в верхнем анизотропном слое, от границ 2, 3 и 4 из источника, расположенного в центре, в приемники, расположенные по кругу с радиусом 1500 метров, шаг по азимутам 10 градусов; и вдоль профиля с азимутом 0 градусов, шаг 10 метров.



Рисунок 3.1 – Система наблюдений для расчета годографов.

На рисунке 3.2 представлены изменения временных задержек между быстрой и медленной волной в верхнем анизотропном слое на удалении 1,5 км по сравнению с задержкой на вертикали ( $\Delta t(0) = 26$  мс), в зависимости от азимута профиля  $D\Delta t(\varphi, x) = \Delta t(\varphi, x) - \Delta t(0)$ . Видно, что задержки существенно меняются, наиболее сильное уменьшение  $D\Delta t(\varphi, x)$  наблюдается в азимутах, близких к азимуту оси симметрии верхней анизотропной среды,  $30^\circ$ . Несмотря на то, что при большом удалении источник-приемник в верхнем анизотропном слое лучи всё больше отклоняются от вертикали и увеличивается длина их отрезков в этом слое, происходит уменьшение временных задержек, связанное с резким уменьшением разницы скоростей  $V_{s1}$  и  $V_{s2}$  в этих азимутах. В азимутах, близких к  $120^\circ$ , наблюдается увеличение задержки между быстрой и медленной волнами в верхнем анизотропном слое, вызванное увеличением пути пробега обменной волны в анизотропном слое, поскольку разница скоростей  $V_{s1}$  и  $V_{s2}$  в этих азимутах остаётся практически постоянной. На рисунке 3.3 показаны изменения временных задержек в верхнем анизотропном слое по сравнению с задержкой на вертикали в зависимости от удаления при азимуте профиля  $0^\circ$ . Задержки существенно меняются с увеличением удаления: на 5 мс для обменных волн, отраженных от границы 4, на 8.5 мс – для волн от границы 3, на 13 мс для PS-волн от границы 2.

В лаборатории численного моделирования геофизических полей ИНГГ СО РАН численным методом по конечно-разностной схеме Лебедева проведен расчёт полного волнового поля для данной модели среды [Lisitsa and Vishnevskiy, 2010; Афолина, Вишневский и др., 2011]. Была рассчитана сейсмограмма ОТВ с источником типа центра расширения, который располагался в точке (0,0). Приемники размещались вдоль профиля с азимутом  $0^\circ$ , с шагом 10 м до максимального удаления 2000 м. При расчете волнового поля, чтобы избежать появления поверхностных волн-помех, источники и приемники размещались во внутренних точках среды. При моделировании использовался минимально фазовый сигнал Рикера, вследствие чего отсутствует резкое изменение амплитуды сигнала в первых вступлениях.

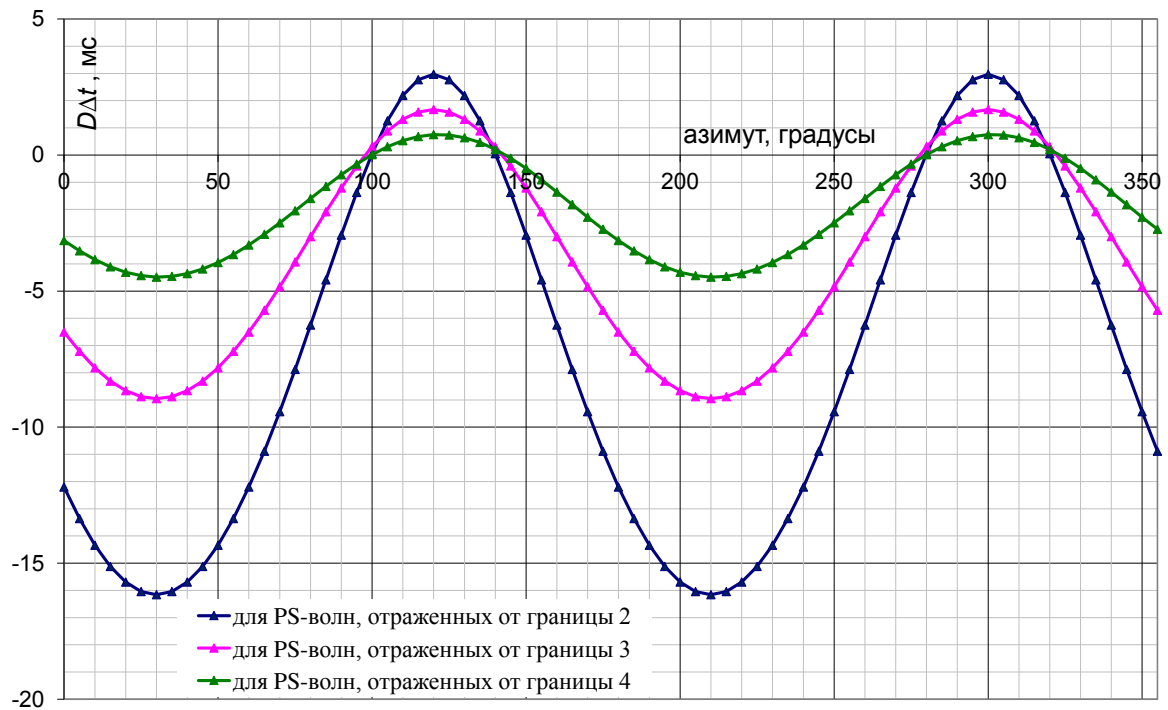


Рисунок 3.2 – Изменение  $D\Delta t$  временной задержки между  $PS_1$  и  $PS_2$  во 2-м слое при удалении 1,5 км по сравнению с задержкой на вертикали  $\Delta t = 26$  мс, в зависимости от азимута, для обменных волн, отраженных от трех границ в четырехслойной модели.

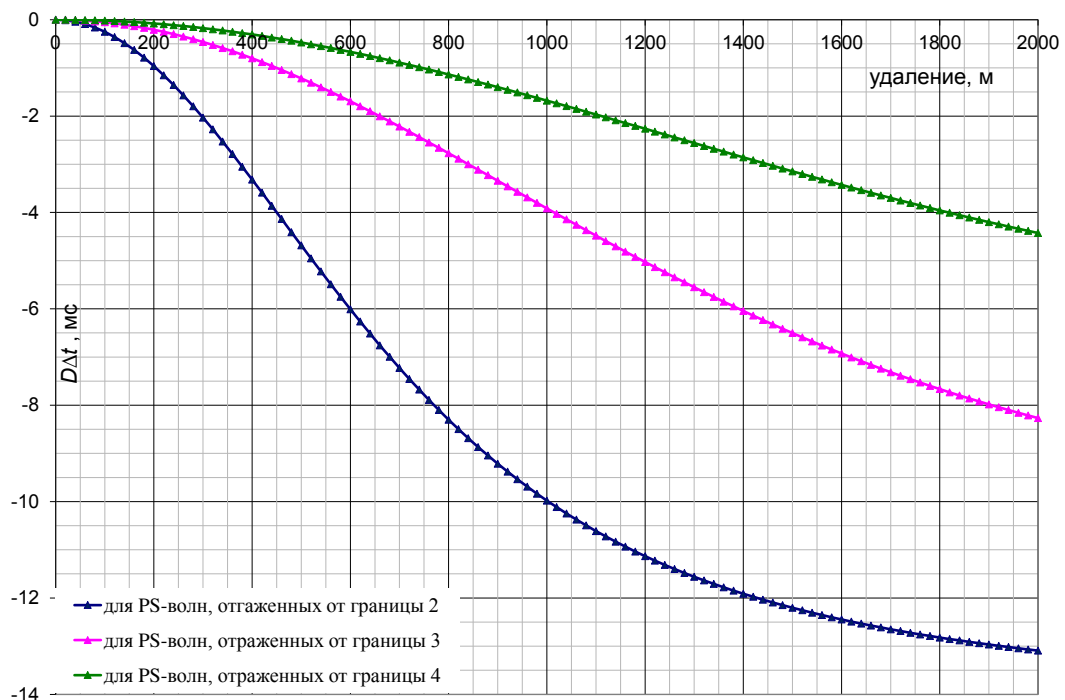


Рисунок 3.3 – Изменение  $D\Delta t$  временной задержки между  $PS_1$  и  $PS_2$  во 2-м слое при выносе приёмника в азимуте  $0^\circ$  по сравнению с задержкой на вертикали  $\Delta t = 26$  мс, в зависимости от удаления, для обменных волн, отраженных от трех границ в четырехслойной модели.

Рассчитанные синтетические сейсмограммы X-компоненты представлены на рисунке 3.4, Y-компоненты — на рисунке 3.5, и Z-компоненты — на рисунке 3.6. На сейсмограммы нанесены теоретические годографы отраженных обменных волн от каждой из четырех границ модели  $P^1S^1$ ,  $P^1P^2S_1^2S^1$ ,  $P^1P^2P^3S^3S_1^2S^1$  и  $P^1P^2P^3P^4S_1^4S^3S_1^2S^1$ , рассчитанные лучевым методом. В обозначении годографов верхний индекс — номер слоя, в котором распространяется волна, нижний индекс — тип поперечной волны ( $S_1$  или  $S_2$ ) в анизотропном слое. Из-за присутствия в модели анизотропных слоев отраженные обменные волны хорошо видны как на X-, так и на Y-компоненте. На сейсмограммах наблюдаются интенсивные низкоскоростные волны (отраженная от подошвы верхнего изотропного слоя продольная и обменная волна  $P^1S^1$ ), которые являются помехами при обработке обменных волн от более глубоких границ.

Из рассчитанной сейсмограммы ОТВ формировались данные для фланговой системы наблюдений методом многократных перекрытий, размещенной вдоль профиля с азимутом  $0^\circ$ . Так как слои в модели являются однородными, а границы горизонтальными, такую процедуру можно провести копированием сейсмограммы ОТВ с постепенным уменьшением диапазона удалений, прописывая в заголовки соответствующие координаты. Рассмотренная модель представляет собой горизонтально слоистую среду с однородными анизотропными слоями, в которых индикатрисы всех волн симметричны относительно вертикальной оси второго порядка. В такой среде при взаимных наблюдениях лучи зеркально симметричны, поэтому в случае равного шага ПП и ПВ, сейсмограммы ОПП, ОТВ и ОСТ будут одинаковыми. Чтобы получить разрезы ОТО, необходимо было бы провести асимптотическое бинирование. Однако в случае горизонтально слоистой среды, асимптотическое бинирование приведет только к изменению выборки удалений в сейсмограммах ОТО, при этом зависимость времени от удаления останется той же самой, как на сейсмограммах ОСТ. В связи с этим при обработке данной модели асимптотическое бинирование не проводилось. Таким образом, при полнократной системе наблюдений, все вы-

шеперечисленные сейсмограммы эквивалентны, а суммотрассы временных разрезов зависят только от базы суммирования.

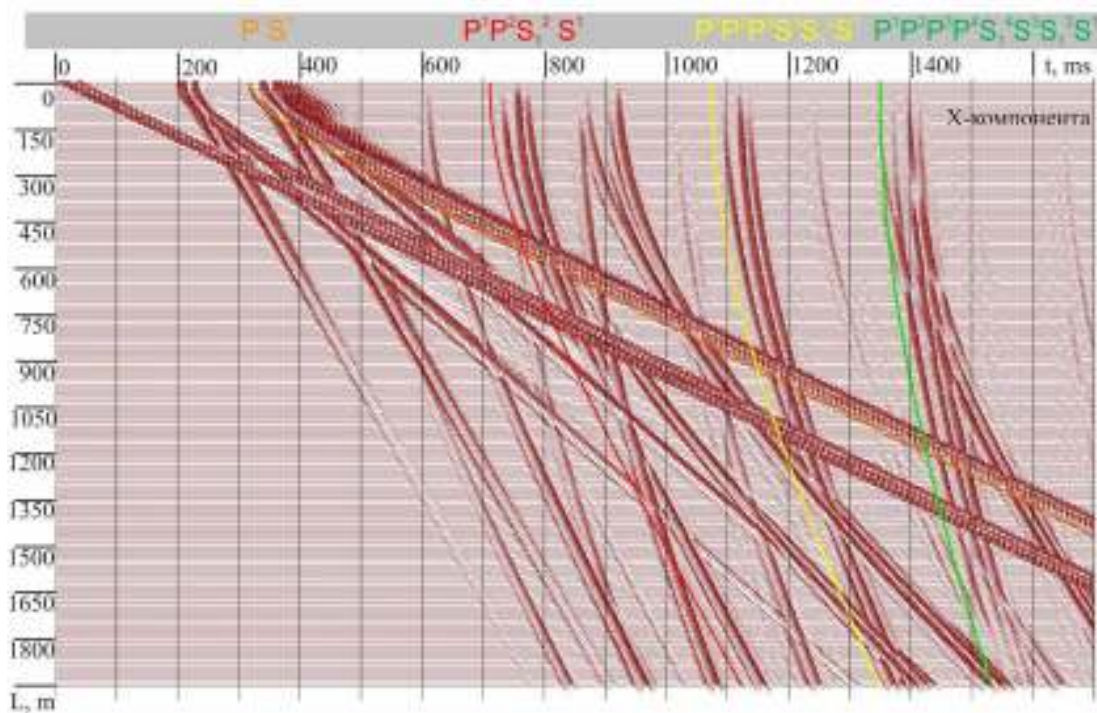


Рисунок 3.4 – Синтетическая сейсмограмма полного волнового поля, X-компонента. Линиями показаны годографы первых вступлений PS-волн, отраженных от всех границ модели.

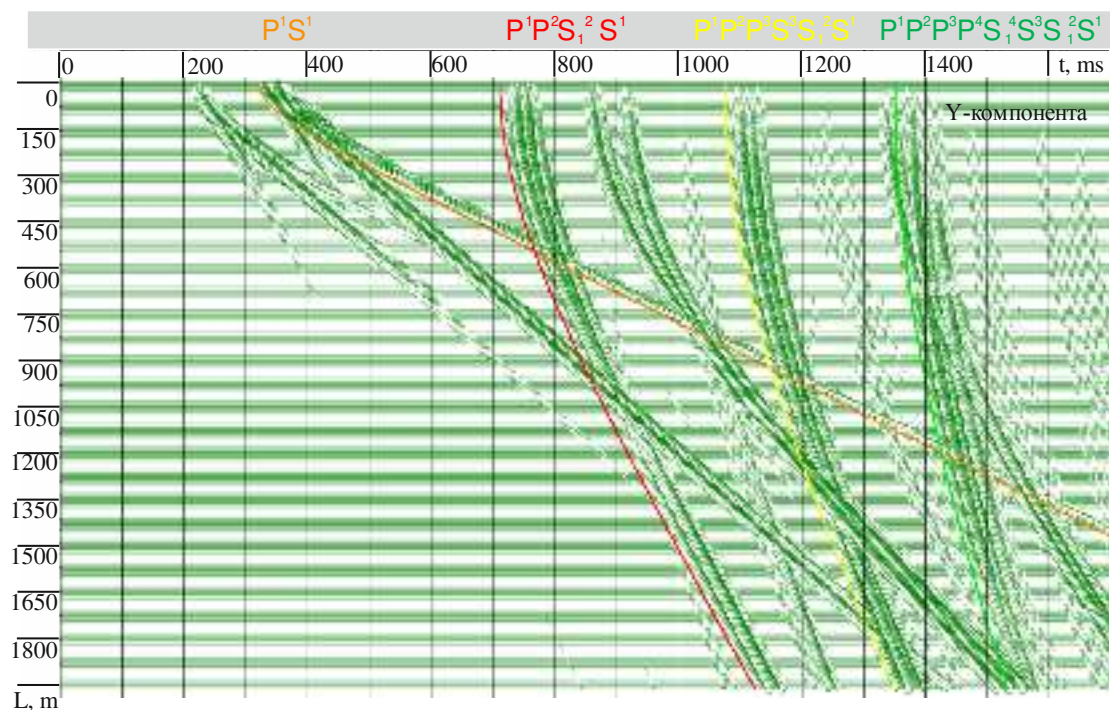


Рисунок 3.5 – Синтетическая сейсмограмма полного волнового поля, Y-компонента. Линиями показаны годографы первых вступлений PS-волн, отраженных от всех границ модели.



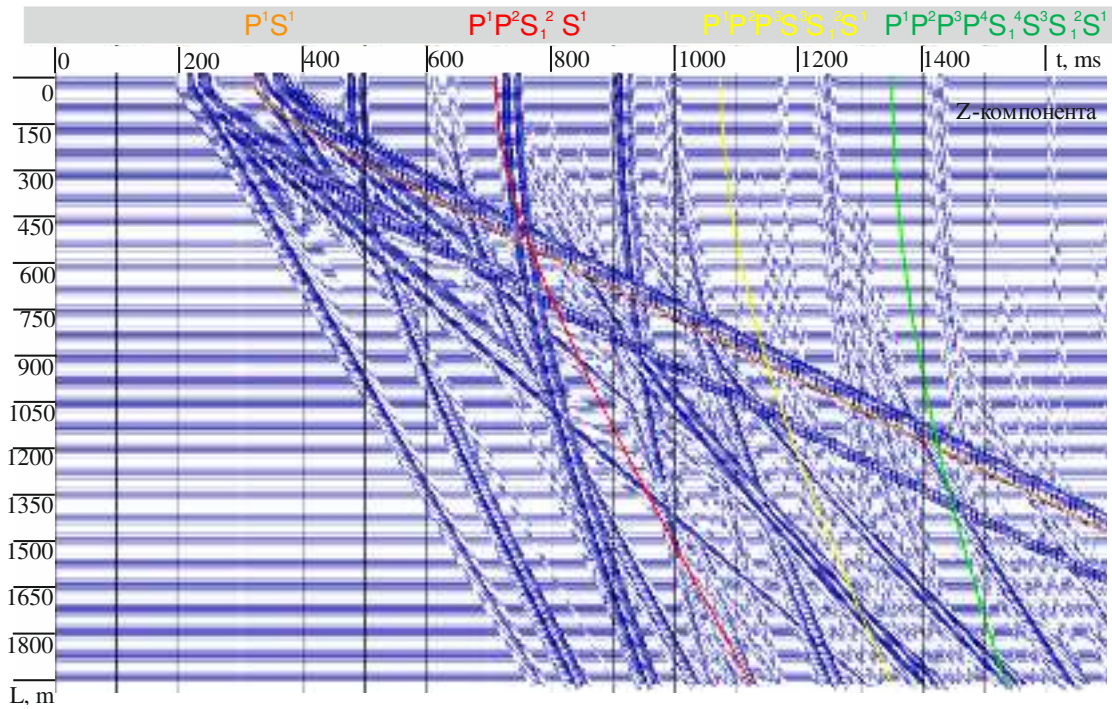
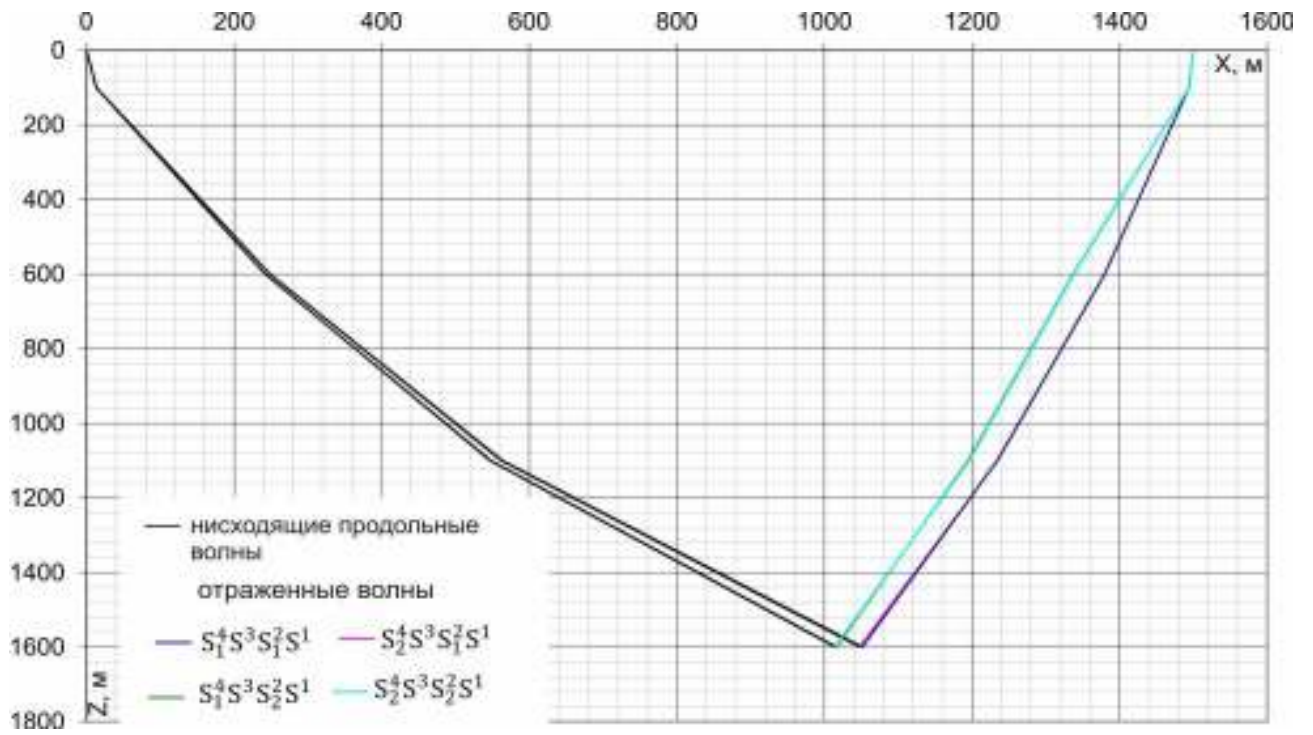
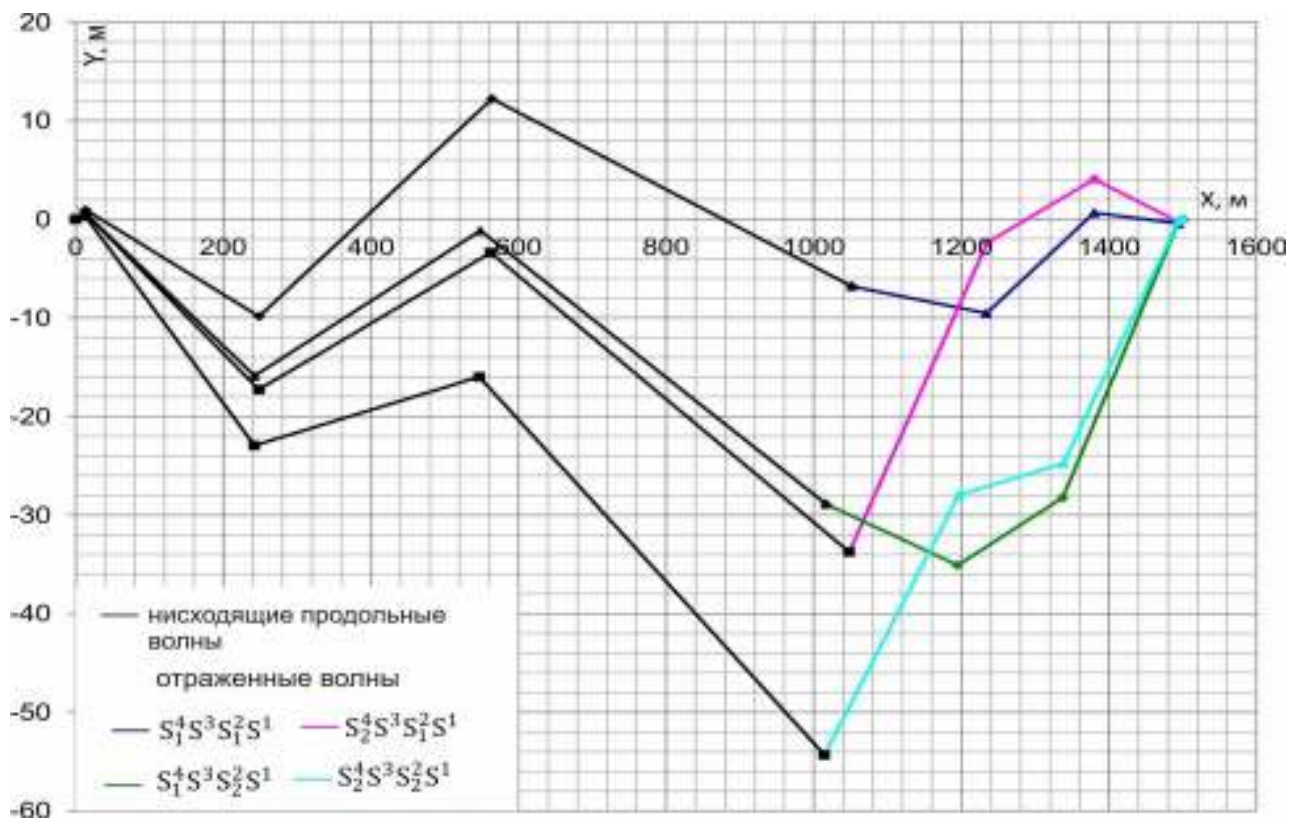


Рисунок 3.6 – Синтетическая сейсмограмма полного волнового поля, Z-компонента. Линиями показаны годографы первых вступлений PS-волн, отраженных от всех границ модели.

Были рассчитаны лучи обменных волн, отраженных от подошвы нижнего анизотропного слоя. Пример лучей в точку приема на расстоянии 1.5 км в азимуте  $0^\circ$  приведен на рисунке 3.7. Проекция лучей на вертикальную плоскость, содержащую линию наблюдений, для волн  $P^1P^2P^3P^4S_1^4S^3S_1^2S^1$  и  $P^1P^2P^3P^4S_2^4S^3S_1^2S^1$  практически не различаются, так же как и для волн  $P^1P^2P^3P^4S_1^4S^3S_2^2S^1$  и  $P^1P^2P^3P^4S_2^4S^3S_2^2S^1$ . Это связано с тем, что при таких удалениях источник-приемник продольные волны падают на границу 4 под разными углами, а углы отражения быстрой и медленной обменных волн в нижнем анизотропном слое очень близки. Таким образом, различие в лучах, в основном, определяется типом квазипоперечной волны в верхнем анизотропном слое ( $S_1^2$  или  $S_2^2$ ). Поскольку модель среды содержит азимутально-анизотропные слои лучи отклоняются от вертикальной плоскости, содержащей линию источник-приемник, однако эти отклонения не слишком велики по сравнению с глубиной границы и удалением приемника. В верхнем низкоскоростном слое все лучи становятся близки к вертикали, что и позволит корректно провести поляризационный анализ только по горизонтальным компонентам.



а) Проекция лучей на вертикальную плоскость, содержащую линию наблюдений.



б) Проекция лучей на горизонтальную плоскость

Рисунок 3.7 – Лучи обменных волн, отраженных от границы 1600 м, в точку приема на расстоянии 1.5 км в азимуте 0°. Черным цветом показаны нисходящие продольные волны, отраженные обменные волны показаны различными цветами и обозначены кодом.



## **3.2 Компенсация расщепления отраженных обменных волн с переменными параметрами, зависящими от удаления точки приема**

На рисунке 3.8 представлен разработанный в процессе диссертационного исследования граф обработки данных отраженных обменных волн, реализующий процедуру компенсации с переменной временной задержкой. Обработка данных корректна для горизонтально-слоистых сред, содержащих произвольное число однородных анизотропных слоев, в которых индикатрисы волн симметричны относительно вертикальной оси второго порядка.

### ***3.2.1 Определение параметров расщепления PS-волн в верхнем анизотропном слое***

Определение характеризующих расщепление обменных волн параметров  $\theta$  и  $\Delta t$  проводится для каждого ПП независимо, поскольку при наблюдениях на обменных волнах расщепление происходит на восходящем луче. В качестве исходных данных используются сейсмограммы ОПП. Обработка проводится по-слойно, начиная с верхнего слоя. Направление поляризации быстрой поперечной волны в первом анизотропном слое определяется по анализу обменных волн, отраженных от его подошвы или от подошвы ближайшего изотропного слоя, находящегося ниже. У этих двух отраженных волн должна быть одинаковая форма импульса, ее постоянство служит критерием того, что волны расщепляются только один раз в верхнем анизотропном слое. При обработке данных по модели была выбрана обменная волна, отраженная от границы 3, так как она меньше осложнена интерференцией с другими волнами (см. рисунок 3.5). PS-волны, отраженные от каждой из границ модели, расщепляются в анизотропных слоях и регистрируются на дневной поверхности в виде интерференционных импульсов. Форма интерференционных импульсов PS-волн, отраженных от границ 2 и 3, аналогична, поскольку эти волны расщепляются только

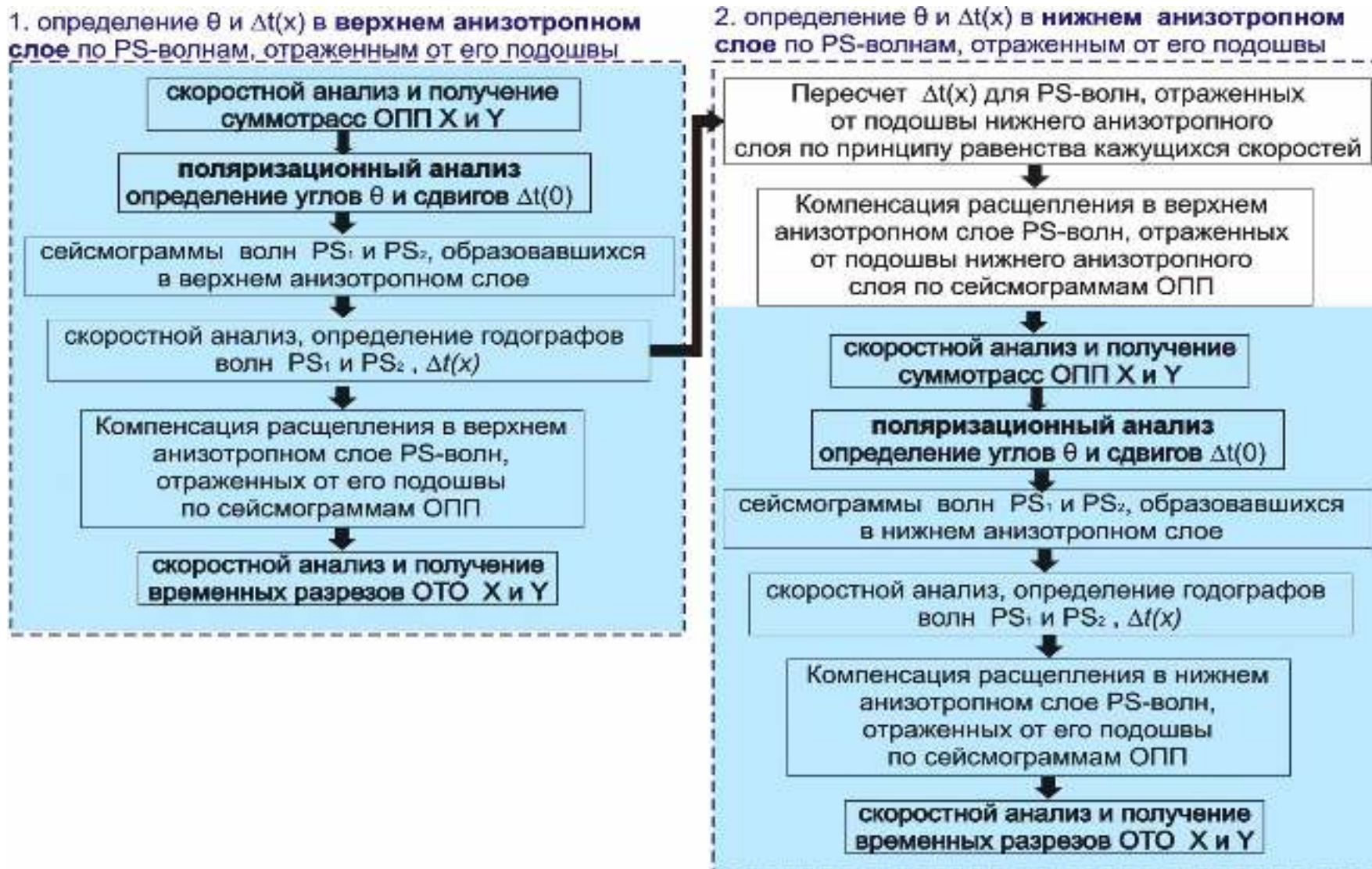


Рисунок 3.8 – Граф, реализующий процедуру компенсации с переменной временной задержкой. Голубым показаны одинаковые фрагменты графа для верхнего и нижнего анизотропных слоев

один раз во втором слое. Интерференционный импульс обменных волн, отраженных от границы 4, более длительный и имеет более сложную форму, поскольку эти волны расщепляются два раза в верхнем и нижнем анизотропных слоях, и на поверхности наблюдается интерференция четырех волн.

Для того чтобы повысить соотношение сигнал/помеха, в качестве исходных данных для поляризационного анализа необходимо использовать суммотрассы X и Y-компонент. Была проанализирована точность определения параметров расщепления по суммотрассам при различных базах суммирования.

Суммирование X и Y-компонент проводилось с едиными скоростями, определенными по сейсмограммам X-компоненты. Фрагменты этих суммотрасс в окне анализируемой отраженной волны представлены на рисунке 3.9. При суммировании сейсмограмм с данным скоростным законом сигнал PS-волны, отраженной от границы 3, после удаления 1200 м обнуляется процедурой автоматического мьютинга, поэтому суммотрассы на рисунке приведены только до этого удаления. Поляризационный анализ проводился методом Гаррисона [Harrison, 1992] в окне 70 мс, содержащем импульсы PS-волн, отраженных от границы 3. Полученные параметры  $\theta$  и  $\Delta t$  не являются постоянными, однако практически при любой базе суммирования близки модельным параметрам для вертикального распространения поперечных волн (Рисунок 3.9). Ошибки в определении направления поляризации составляют  $\pm 0,5$  градуса, временной задержки –  $\pm 0,5$  мс. Следовательно, для нахождения параметров расщепления можно использовать суммотрассы для любой базы суммирования.

Направления горизонтальных проекции векторов смещения волн  $PS_1$  и  $PS_2$  в верхнем анизотропном слое, полученные по суммотрассам, используются для разворота системы координат приемников в данных до суммирования, что позволяет получить сейсмограммы быстрой и медленной обменных волн в верхнем анизотропном слое. Временная задержка между этими волнами, зависящая от удаления,  $\Delta t(x)$  будет равна разности времен регистрации этих волн. При обработке экспериментальных данных коррелировать годографы PS-волн достаточно проблематично из-за присутствия на сейсмограммах помех и ин-

терференции обменных волн с другими волнами. Поэтому для получения годографов отраженных обменных волн нужно использовать скоростной анализ.

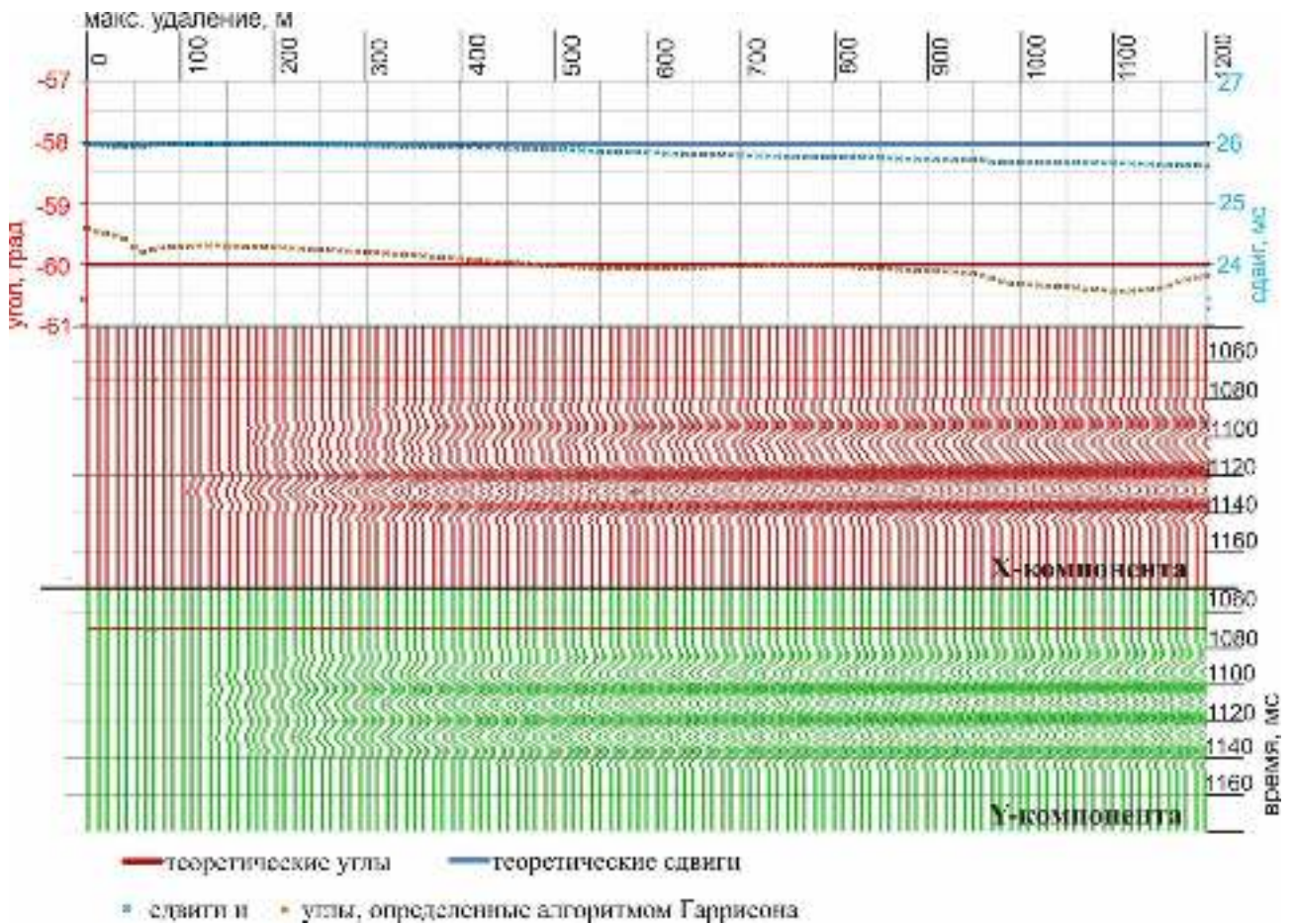


Рисунок 3.9 — Результаты поляризационного анализа (на графике сверху), проведенного по суммотрассам (на сейсмограмме снизу) в окне PS-волны, отраженной от границы 3.

Скоростной анализ следует проводить в негиперболическом режиме, при использовании которого годографы описываются формулой сдвинутой гиперболы Кастла [Castle, 1988, 1994], поскольку гипербола не вполне удовлетворительно описывает годографы волн PS на больших удалениях (см. рисунок 2.9). Реализация этой процедуры в обрабатывающей системе ProMAX позволяет определить скоростные законы  $V(t_0)$ , по которым с использованием формулы Дикса вычисляются интервальные скорости  $v_k$ . Несмотря на то, что для обменных волн  $v_k$  не имеют физического смысла, они позволяют более точно описать годографы отраженных обменных волн, поскольку с помощью этих скоростей рассчитывается величина негиперболичности  $S$ . С использованием полученных в ходе скоростного анализа законов  $V(t_0)$  для быстрой и медленной обменных



волн и вычисленной величины  $S$  рассчитываются годографы этих волн, разность которых составляет искомую величину временной задержки  $\Delta t$ , зависящую от удаления. Таким образом, для каждой трассы сейсмограммы ОПП определяется свое значение временного сдвига.

На рисунке 3.10 представлены годографы обменных волн, отраженных от границы 3, определенные по данным скоростного анализа, проведенного по исходной сейсмограмме и по сейсмограммам разделенных обменных волн. Скоростной анализ отдельно по сейсмограммам быстрой и медленной волн, которые характеризуются устойчивой формой импульса, более корректен и позволяет получить годографы этих волн. По интерференционным импульсам волн  $P^1P^2P^3S^3S_1^2S^1$  и  $P^1P^2P^3S^3S_2^2S^1$  на исходной сейсмограмме удастся определить лишь один годограф, который не соответствует ни годографу быстрой ни медленной волны. То есть без определения параметров расщепления в верхнем слое и его компенсации невозможно получить достоверные кинематические оценки обменных волн, отраженных от нижележащих границ.

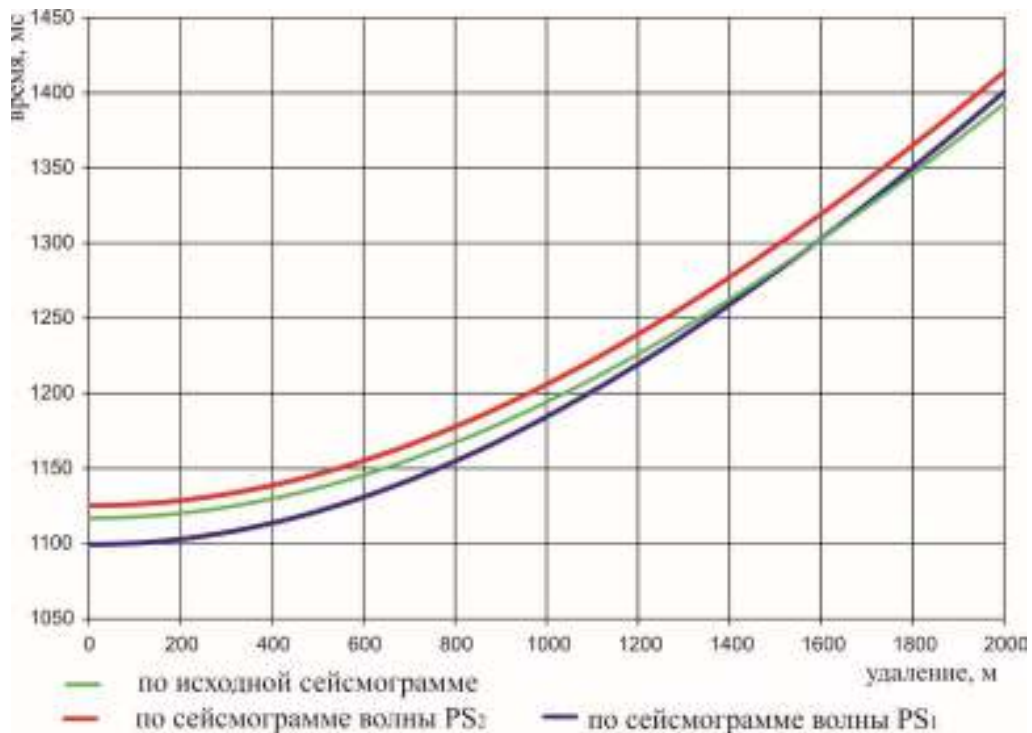


Рисунок 3.10 –Годографы PS-волн, отраженных от границы 3, полученные по данным скоростного анализа.



На рисунке 3.11 представлена величина временной задержки, полученная с использованием данных скоростного анализа после разворота системы координат приема на угол  $60^\circ$ , в сопоставлении с модельным значением параметра  $\Delta t$  и результатами поляризационного анализа PS-волны, отраженной от границы 3, проведенного непосредственно по сейсмограммам в интервалах, где нет интерференции. Видно, что на малых удалениях  $\Delta t$ , полученные по годографам, определенным с использованием данных скоростного анализа, мало отличаются от точных значений параметра  $\Delta t$ , однако с увеличением удалений погрешности начинают возрастать и на удалении 1200 м составляют 1 мс, что, тем не менее, является хорошим соответствием, так как сама величина  $\Delta t$  на этом удалении равна 20 мс. Такие малые погрешности в определении временной задержки говорят о том, что скоростной анализ может быть использован для получения годографов отраженных обменных волн.

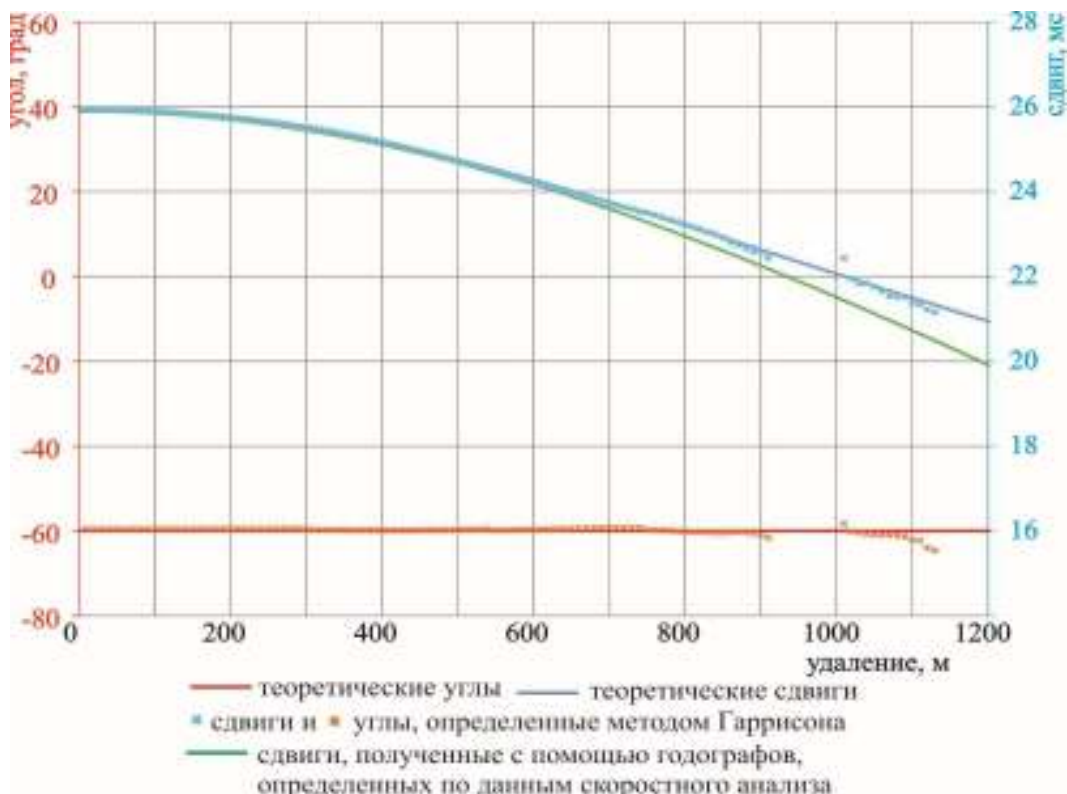


Рисунок 3.11 – Результаты определения параметров  $\theta$  и  $\Delta t$  в верхнем анизотропном слое по PS-волне, отраженной от границы 3.

Параметр  $\Delta t$  приведен только до удаления 1200 м, поскольку при введении кинематики для горизонта 3 сигнал на больших удалениях сильно растягивается и обнуляется процедурой автоматического мьютинга.

Для компенсации расщепления обменных волн в верхнем анизотропном слое в каждую трассу компоненты волны  $S_2$  вводится временная задержка  $\Delta t(x)$ , определенная описанным выше образом, и производится преобразование системы координат регистрации путем обратного разворота на направление профиля. Такая процедура была выполнена для PS-волн, отраженных от границы 3, исходные сейсмограммы которых представлены на рисунке 3.12 а. В результате были получены сейсмограммы, представленные на рисунке 3.12 в, где для этих волн скомпенсировано расщепление в верхнем анизотропном слое. Для сравнения на рисунке 3.12 б приведены сейсмограммы после применения процедуры компенсации с постоянной временной задержкой, равной задержке на вертикали, на которых на Y-компоненте остается регулярный сигнал, интенсивность которого возрастает с увеличением удаления. Таким образом, переменная  $\Delta t(x)$  позволяет более корректно скомпенсировать расщепление отраженных PS-волн в верхнем слое. После выполнения компенсации расщепления для PS-волн, отраженных от границы 3 сейсмограмма может быть использована при проведении AVO анализа или являться исходными данными для других алгоритмов оценки динамических параметров этого отражения.

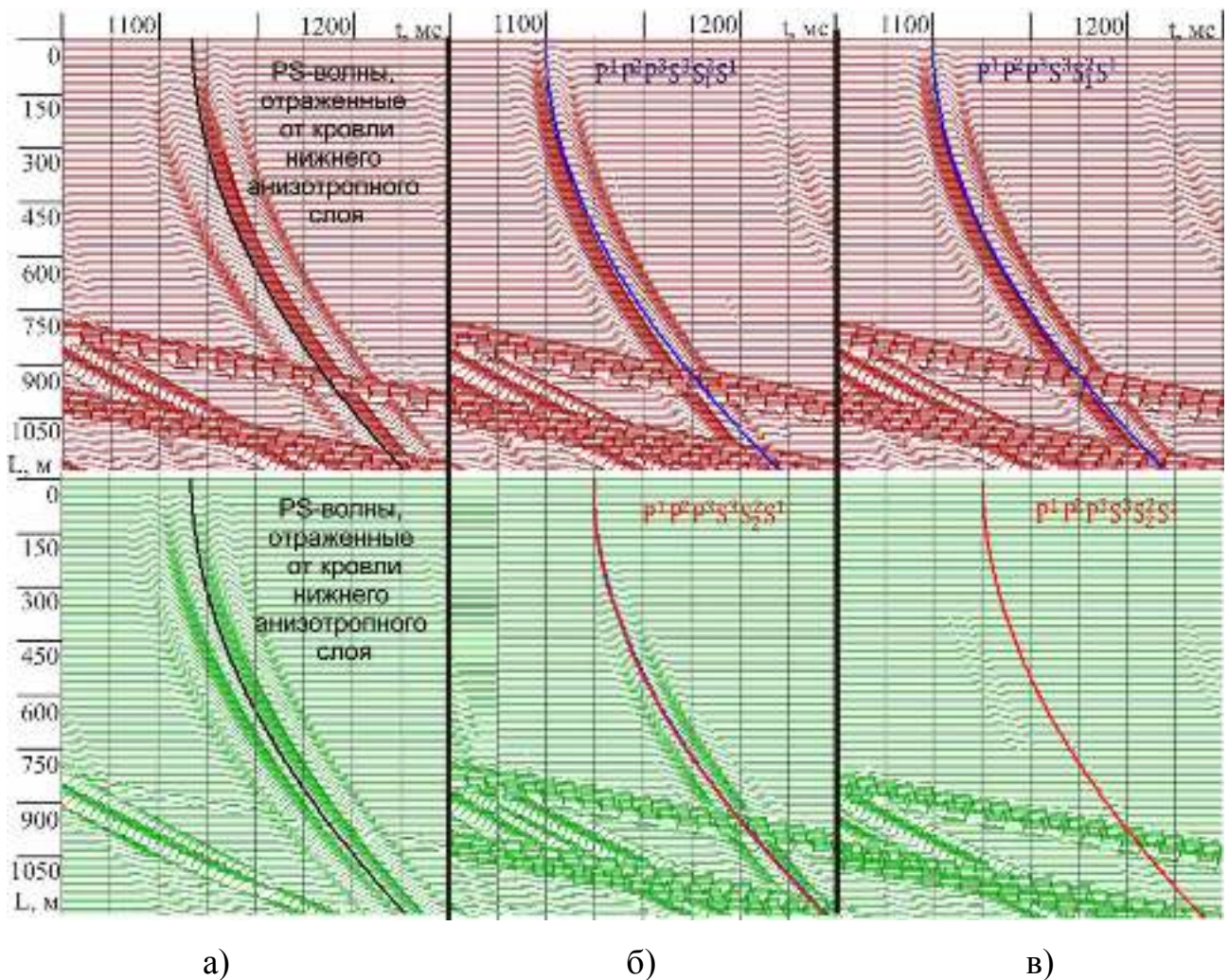


Рисунок 3.12 – Фрагменты сейсмограмм во временном окне PS-волн, отраженных от границы 3; X-компонента – коричневым, Y-компонента – зеленым. Линиями изображены годографы обменных волн, определенные по данным скоростного анализа. а) Исходная сейсмограмма. б) Сейсмограмма после проведения процедуры компенсации с постоянной временной задержкой. в) Сейсмограмма после проведения процедуры компенсации с переменными временными задержками.

### 3.2.2 Способ пересчета параметров расщепления в верхнем анизотропном слое для PS-волн, отраженных от нижележащих границ

Для изучения поляризации PS-волн в нижнем анизотропном слое, сначала необходимо скомпенсировать расщепление этих волн в верхнем анизотропном слое. Рассмотрим обменные волны, отраженные от подошв верхнего и нижнего анизотропных слоев. При регистрации в точках приема, характеризу-

ющихся равными значениями кажущейся скорости ( $V_k$ ) вдоль линии наблюдения, эти волны будут иметь одинаковые временные задержки в верхнем анизотропном слое, поскольку в этом случае они пересекают верхний анизотропный слой в одинаковых направлениях.

По годографу отраженной волны кажущаяся скорость вдоль линии наблюдения или проекция вектора медленности на направление профиля ( $p$ ) рассчитывается по формуле:

$$\frac{1}{V_k} = p = \frac{\partial t}{\partial r} \quad (3.1)$$

где  $t$  – время,  $r$  — удаление. Значение  $V_k$  определяется направлением нормали и скоростью по нормали к фронту.

Кажущиеся скорости использовались многими авторами для решения различных задач [Пузырев, 1959; Claerbout, 1978; Grechka and Tsvankin, 2002; и др.]. Пузыревым Н.Н. значения  $V_k$  во взаимных точках на встречных годографах применялись для определения скорости в среде до отражающей границы [Пузырев, 1959].

Принцип равенства кажущихся скоростей используется в работе [Grechka and Tsvankin, 2002] для того чтобы по годографам продольных и обменных волн, отраженных от одной и той же границы, найти времена пробега поперечных отраженных волн. Задача решается по теоретическим годографам ОПП. Использование встречных наблюдений позволяет определить параметр  $p$  как на падающем, так и на восходящем отрезке луча, таким образом такой подход корректен для среды произвольного строения.

В работе [Claerbout, 1978] на годографах волн, отраженных от кровли и от подошвы слоя, выбираются точки с одинаковыми кажущимися скоростями. Координаты и времена отраженных волн в этих двух точках, а также кажущейся скорости позволяют определить интервальную скорость.

Для двух обменных волн, отраженных от границ  $N$  и  $N+1$ , и зарегистрированных в одном ПП, можно найти два ПВ с различными удалениями, при распространении из которых эти волны имеют равные  $V_k$ . В однородной гори-

зонтально-слоистой среде, содержащей азимутально анизотропные слои, в которых индикатрисы волн симметричны относительно вертикальной оси второго порядка, для фиксированного удаления источник приемник кажущаяся скорость вдоль линии наблюдения постоянна на всех интервалах распространения волны. Это означает, что  $V_k$  в ПВ, определенная по годографу ОПП, равна  $V_k$  в ПП. Следовательно, выше границы N направления распространения этих волн в данную точку приема будут совпадать, т. е. все анизотропные слои выше этой границы волны пересекают под одинаковыми углами. В этом случае поправки  $\Delta t$ , определенные для обменных волн, отраженных от границы N, могут применяться для компенсации расщепления в верхнем анизотропном слое PS-волн, отраженных от границы N+1.

На рисунке 3.13 представлена схема, поясняющая предлагаемый в настоящей работе метод пересчета временных задержек на примере описанной в п. 3.1 модели. В верхней части рисунка изображены годографы ОПП для быстрых (сплошной линией) и медленных (пунктиром) PS-волн, отражённых от границ 3 и 4. На годографах быстрых обменных волн показаны точки с удалениями  $L_1$  и  $L_2$ , имеющие равные кажущиеся скорости вдоль линии наблюдения. В точках проведены касательные к годографам. В нижней части рисунка показаны проекции лучей быстрых и медленных обменных волн на вертикальную плоскость, содержащую линию наблюдений из источников с этими удалениями. Проекция лучей быстрых волн,  $P^1P^2P^3S^3S_1^2S^1$  и  $P^1P^2P^3P^4S_1^4S^3S_1^2S^1$ , по годографам которых определялись точки с равными кажущимися скоростями, практически совпадают выше границы 3, также как и проекции лучей медленных волн,  $P^1P^2P^3S^3S_2^2S^1$  и  $P^1P^2P^3P^4S_2^4S^3S_2^2S^1$ . Вследствие этого незначительно будут отличаться и временные задержки между расщепленными волнами в этих двух точках. Величина  $\Delta t$  в точке с удалением  $L_1$ , полученная по годографу волны, отраженной от границы 3, может быть применена в точке с удалением  $L_2$  для компенсации расщепления в верхнем слое обменной волны, отраженной от границы 4. Таким способом можно найти задержки времени  $\Delta t$  для всех точек



годографа ОПП и получить данные, необходимые для проведения компенсации расщепления волн в верхнем анизотропном слое.

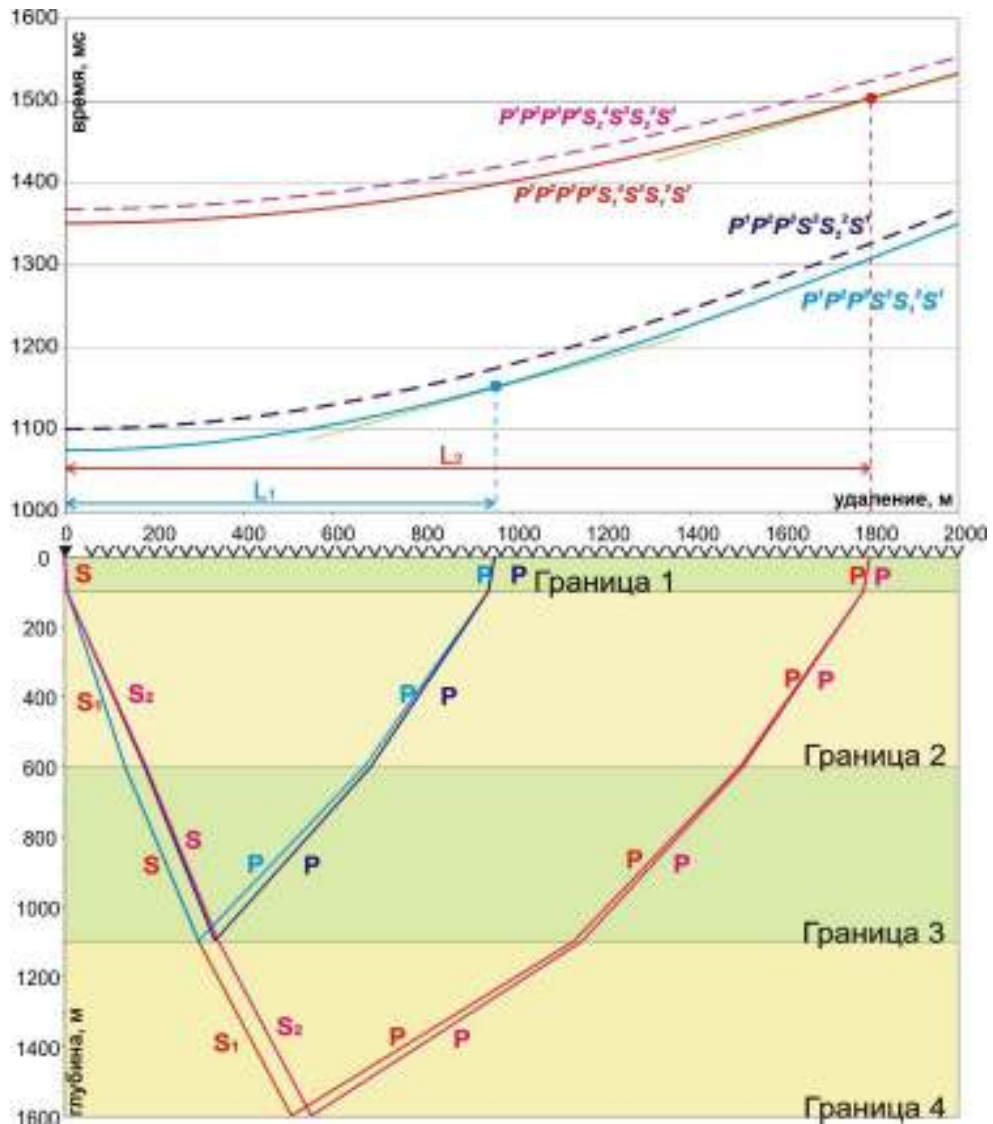


Рисунок 3.13 – Схема, поясняющая метод поиска на годографах ОПП точек с равными кажущимися скоростями. Сверху показаны годографы ОПП быстрой (сплошной линией) и медленной (пунктиром) обменных волн, отражённых от двух горизонтов. Внизу – лучевая схема для PS-волн в проекции на вертикальную плоскость, содержащую линию источник-приемник.

Использование производной, вычисленной непосредственно по дискретному годографу, прокоррелированному по исходным данным, может ухудшать устойчивость решения и приводить к уменьшению точности получаемых результатов. Поэтому годографы обменных волн сначала необходимо аппрокси-

мировать гладкими функциями, и производные от годографа находить уже по этим функциям.

При ориентации приемника по направлению горизонтальной проекции вектора смещения быстрой поперечной волны в верхнем анизотропном слое обменные волны, отраженные от его подошвы и нижележащих границ, распространяются в этом слое как  $S_1$ . При такой ориентации приемника, PS-волны, отраженные от подошвы нижнего анизотропного слоя, будут представлять интерференцию всего лишь двух волн, распространяющихся как быстрая и медленная в нижнем слое, а не четырех как на сейсмограмме исходных компонент. Для поиска точек с равными кажущимися скоростями используются годографы PS-волн, полученные из данных скоростного анализа по сейсмограмме быстрой волны в верхнем анизотропном слое. Как уже отмечалось выше, скоростной анализ проводится в негиперболическом режиме, и годографы описываются по формуле сдвинутой гиперболы Кастла [Castle, 1988; 1994]:

$$t = t_0 \left( 1 - \frac{1}{S} \right) + \sqrt{\left( \frac{t_0}{S} \right)^2 + \frac{r^2}{SV^2}}, \quad (3.2)$$

где  $t_0$  — вертикальное время,  $r$  — удаление,  $V$  — эффективная скорость

$$V = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^N \Delta\tau_k v_k^2}{\sum_{k=1}^N \Delta\tau_k}}, \quad (3.3)$$

$$S = \frac{\mu_4}{\mu_2^2}, \quad (3.4)$$

$$\mu_j = \frac{\sum_{k=1}^N \Delta\tau_k v_k^j}{\sum_{k=1}^N \Delta\tau_k}, \quad (3.5)$$

где  $\Delta\tau_k$  — вертикальное время пробега в  $k$ -м слое,  $v_k$  — интервальная скорость в  $k$ -м слое, определяемая по формуле Дикса.

По годографу обменной волны, отраженной от подошвы нижнего анизотропного слоя и распространяющейся как быстрая в верхнем анизотропном слое, для каждого значения удаления рассчитывается величина горизонтальной проекции вектора медленности на линию наблюдений:

$$p = \frac{\partial t}{\partial r} = \frac{r}{SV^2 \sqrt{\left( \frac{t_0}{S} \right)^2 + \frac{r^2}{SV^2}}}. \quad (3.6)$$

Затем для PS-волны, отраженной от вышележащей границы, вычисляется удаление, для которого величина  $p$  равна рассчитанной:

$$r = \frac{V^2 t_0 p}{\sqrt{(1 - Sp^2 V^2)}}. \quad (3.7)$$

В предыдущем разделе показано как по PS-волне, отраженной от подошвы верхнего анизотропного слоя, для любого удаления получить временные задержки, которые вычисляются как разность годографов волн PS<sub>1</sub> и PS<sub>2</sub>, полученных с помощью скоростного анализа. Теперь эти временные задержки могут быть применены для компенсации расщепления в верхнем анизотропном слое волны, отраженной от подошвы нижнего анизотропного слоя, в точке с соответствующим удалением.

На рисунке 3.14 показаны рассчитанные значения  $p$  для PS-волн, отраженных от границ 3 и 4, распространяющихся как быстрые в верхнем анизотропном слое. Так величина  $p$ , полученная по обменной волне, отраженной от границы 4, на удалении 2 км, равна  $p$ , для PS-волны, отраженной от границы 3 на удалении 1,08 км. Таким образом, временные задержки, определенные для волны, отраженной от границы 3, только до удаления 1080 м были применены для компенсации расщепления PS-волны, отраженной от границы 4. То есть, диапазон кажущихся скоростей для волн от границы 3 в этом интервале удалений вполне достаточен для корректной компенсации расщепления в верхнем слое PS-волн от более глубоких границ.

С использованием полученных задержек была проведена компенсация расщепления в верхнем анизотропном слое PS-волн от границы 4. По этим сейсмограммам был проведен скоростной анализ и получены суммотрассы, по которым проанализирована поляризация обменных волн в нижнем анизотропном слое.

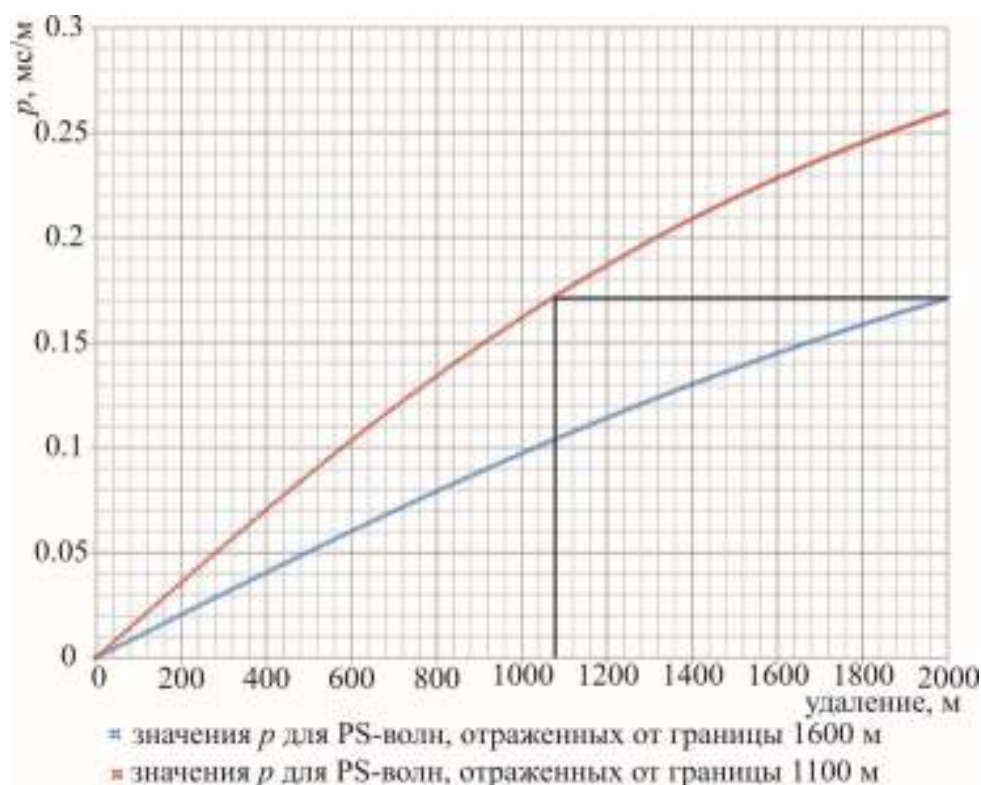


Рисунок 3.14 – Сравнение значений проекций вектора медленности на линию наблюдений ( $p$ ) для PS-волн, отраженных от границ 3 и 4.

Для PS-волн, отраженных от границы 4, лучи больше отклоняются от вертикальной плоскости, содержащей линию источник приемник, чем для волн от границы 3, поэтому был выбран метод максимума ФВК [Оболенцева и Горшкалев, 1986]. Для анализа поляризации расщепленных волн методом максимума ФВК горизонтальная проекция вектора смещения продольной волны в точке отражения может отклоняться от вертикальной плоскости, содержащей линию источник приемник, тогда как в алгоритме Гаррисона поляризация продольной волны должна лежать в ней. Интерактивная реализация метода максимума ФВК в системе VSPLab позволяет контролировать максимальное подобие импульсов волн  $S_1$  и  $S_2$  и дополнительно корректировать получаемые результаты анализа. Значение параметров подбиралось таким образом, чтобы во временном интервале равном задержке между расщепленными волнами на компоненте  $S_2$  минимизировался сигнал синфазный с  $S_1$  [Shih, 1989] (согласно работе [Igel and Crampin, 1990]). Результаты поляризационного анализа хорошо согласуются с

модельными данными (Рисунок 3.15). Погрешность в определении временных задержек составляет  $\pm 0,5$  мс, углов –  $\pm 1$  градус.

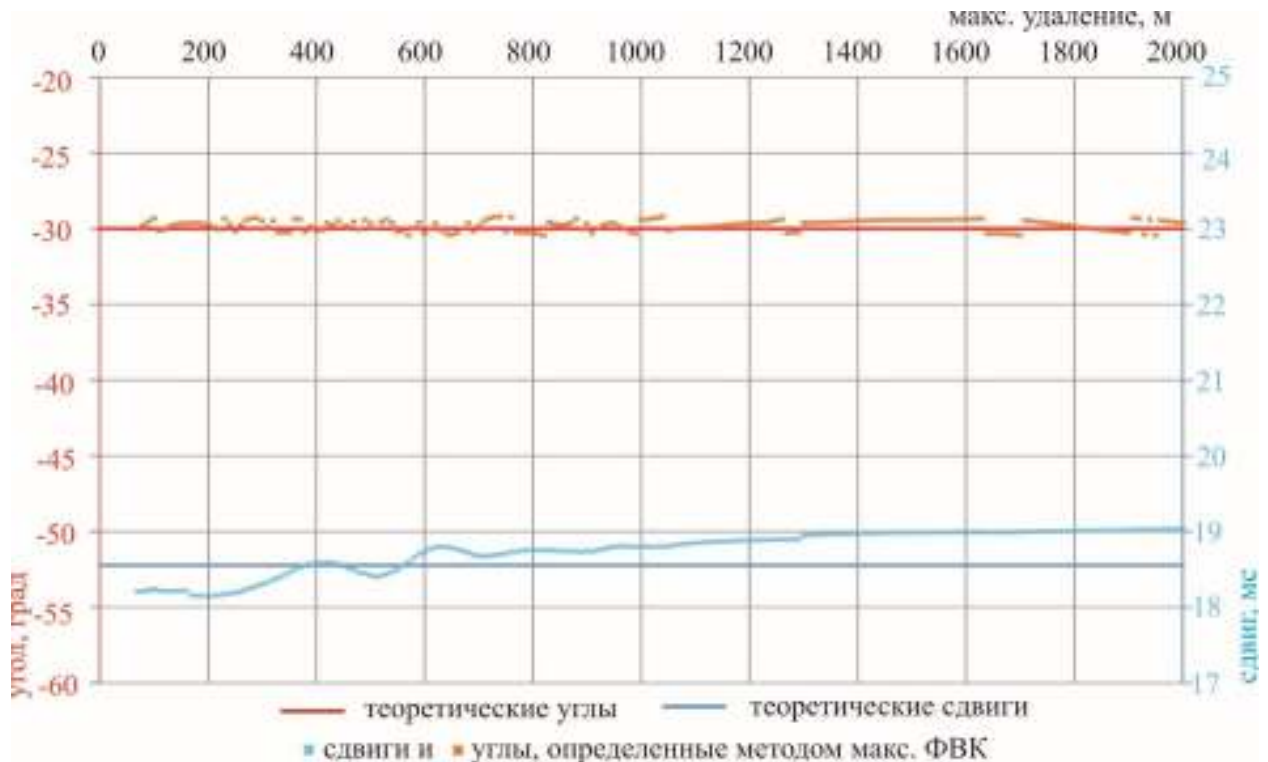
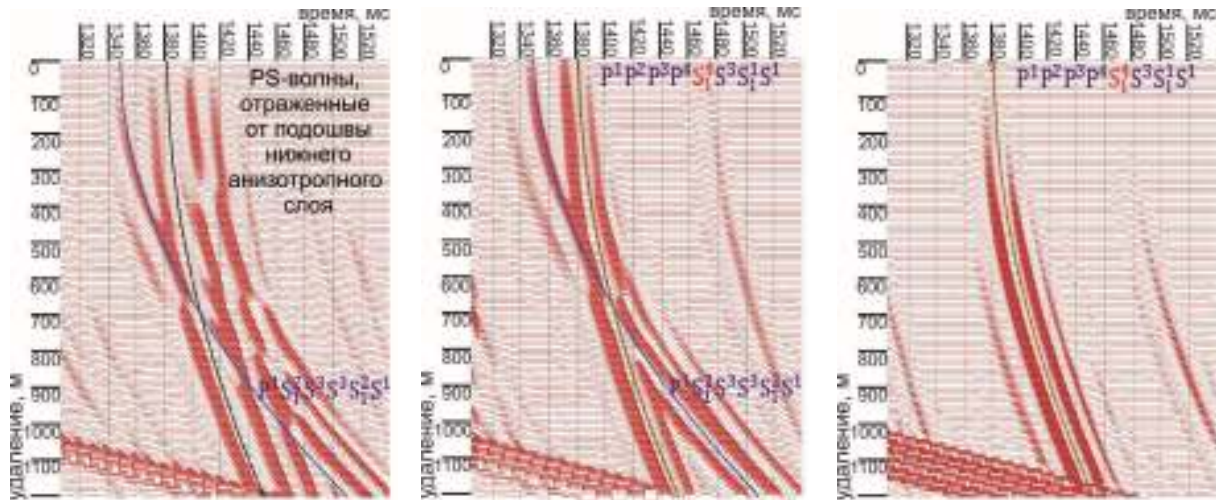


Рисунок 3.15 – Результаты определения параметров  $\theta$  и  $\Delta t$  в нижнем анизотропном слое, по PS-волнам, отраженным от границы 4

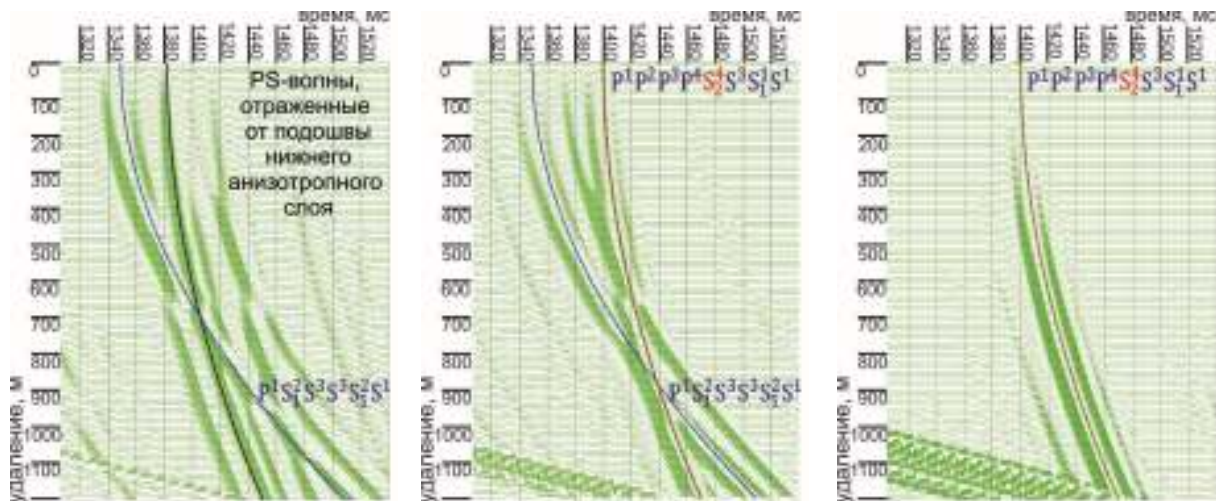
С использованием найденного в нижнем анизотропном слое параметра  $\theta$  были получены сейсмограммы быстрой и медленной волн, отраженных от границы 4. Скоростной анализ, проведенный по данным компонентам, позволяет определить годографы этих волн. Кроме того стала более отчетливо видна волна  $P^1S_1^2S^3S^3S_1^2S^1$ , которая интерферирует с PS-волнами от границы 4. По данным скоростного анализа был получен годограф этой волны, и с помощью процедуры направленного суммирования она была подавлена. На рисунке 3.16 представлены компоненты быстрой и медленной волны в нижнем анизотропном слое для PS-волны, отраженной от границы 4, до и после подавления волны  $P^1S_1^2S^3S^3S_1^2S^1$  в сравнении с исходными компонентами X и Y. Такие сейсмограммы разделенных волн могут в дальнейшем быть использованы для решения обратной кинематической задачи определения упругих постоянных анизо-



тропного слоя. Для этого необходимо перейти к годографам первых вступлений, а для более корректного решения иметь пересекающиеся профили.



- а) исходная X-компонента      б) компонента  $PS_1$  в слое 4, после компенсации расщепления в слое 2      в) компонента  $PS_1$  в слое 4, после компенсации расщепления в слое 2 и подавления волны  $p^1 s_1^2 s^3 s^3 s_1^2 s^1$ .



- г) исходная Y – компонента      д) компонента  $PS_2$  в слое 4, после компенсации расщепления в слое 2      е) компонента  $PS_2$  в слое 4, после компенсации расщепления в слое 2 и подавления волны  $p^1 s_1^2 s^3 s^3 s_1^2 s^1$ .

Рисунок 3.16 – PS-волны, отраженные от границы 4, сравнение исходных X- и Y- компонент с компонентами  $S_1$  и  $S_2$  после компенсации расщепления PS-волн в слое 2. Линиями показаны годографы, определенные по данным скоростного анализа.

Временные задержки, определенные по обменным волнам, отраженным от границы 3, могут быть пересчитаны для компенсации расщепления в верхнем анизотропном слое PS-волн, отраженных от границы 2. Диапазон кажущихся скоростей для волн от границы 2 будет больше, чем для волн от границы 3, но при суммировании для волн, отраженных от границы 2 автомьютинг работает на гораздо меньших удалениях, чем для волн от границы 3. Поэтому диапазона кажущихся скоростей волн, отраженных от границы 3 оказывается достаточно для компенсации расщепления в верхнем анизотропном слое PS-волн от границы 2. Таким образом, предложенный алгоритм даёт возможность определить временные задержки и провести компенсацию для волн, отраженных от любой из границ в модели. Однако, так как временные задержки для обменных волн, отраженных от различных границ разные, а при описанной выше обработке статический сдвиг вводится во всю трассу сейсмограммы, то при компенсации расщепления PS-волн от одной границы, для волн от других границ она пройдет некорректно. Таким образом, компенсацию расщепления PS-волн, отраженных от каждой границы, нужно проводить в соответствующем им временном окне.

На рисунке 3.17 показаны фрагменты временных разрезов для различных баз суммирования до и после проведения компенсации расщепления PS-волн. Границы на рисунках показаны линиями и пронумерованы. Исходные разрезы приведены на рисунке 3.17 а. Обменные волны, отраженные от границ 2 и 3, расщепляются в верхнем анизотропном слое, и на обеих горизонтальных компонентах приема регистрируются сложные интерференционные импульсы. PS-волна, отраженная от границы 4, претерпевает расщепление в двух анизотропных слоях. Это приводит к интерференции четырех квазипоперечных волн на поверхности, поэтому суммарный сигнал для волны, отраженной от границы 4, самый длительный.

На рисунке 3.17 б представлены временные разрезы после компенсации расщепления PS-волн от границы 2 в верхнем анизотропном слое. Основным критерием корректности проведения процедуры компенсации является умень-

шение интенсивности сигнала на  $Y$ -компоненте практически до нуля, что можно наблюдать на рисунке во временном окне обменных волн, отраженных от границы 2. Для обменных волн, отраженных от границ 3 и 4, становится меньше длительность и проще форма импульса, однако на  $Y$ -компоненте остается сигнал из-за неполной компенсации расщепления этих волн в верхнем анизотропном слое. Поскольку временные задержки, которые использовались при компенсации расщепления обменных волн от границы 2, не подходят для полной компенсации расщепления PS-волн от границ 3 и 4.

Временные разрезы после компенсации расщепления PS-волн от границы 3 в верхнем слое приведены на рисунке 3.17 в. Видно, что процедура для обменных волн, отраженных от границы 3, прошла корректно. При этом компенсация расщепления в верхнем слое отраженных обменных волн от границы 2 и от границы 4 происходит некорректно, поскольку для нее нужны другие временные задержки, об этом свидетельствует сигнал на  $Y$ -компоненте во временных окнах этих волн.

Временной разрез после компенсации расщепления обменных волн от границы 4 в верхнем и нижнем анизотропных слоях показаны на рисунке 3.17 г. При полной компенсации расщепления PS-волн от границы 4, для волн от вышележащих границ появляется сигнал на  $Y$ -компоненте.

На рисунке 3.17 д приведен составной временной разрез, для получения которого компенсация расщепления отраженных обменных волн от каждой из границ проводилась в отдельном временном окне. На  $X$ -компоненте для всех горизонтов восстанавливается исходная форма импульса, которая формировалась при падении волны на границу. При сравнении с  $X$ -компонентой исходного разреза наблюдается существенное уменьшение длительности сигнала, для PS-волн, отраженных от всех границ модели, что значительно улучшает разрешенность сейсмического разреза. Это позволяет однозначно осуществлять привязку отражающих горизонтов и улучшает качество сейсмического изображения, по сравнению с исходными данными (Рисунок 3.17а).

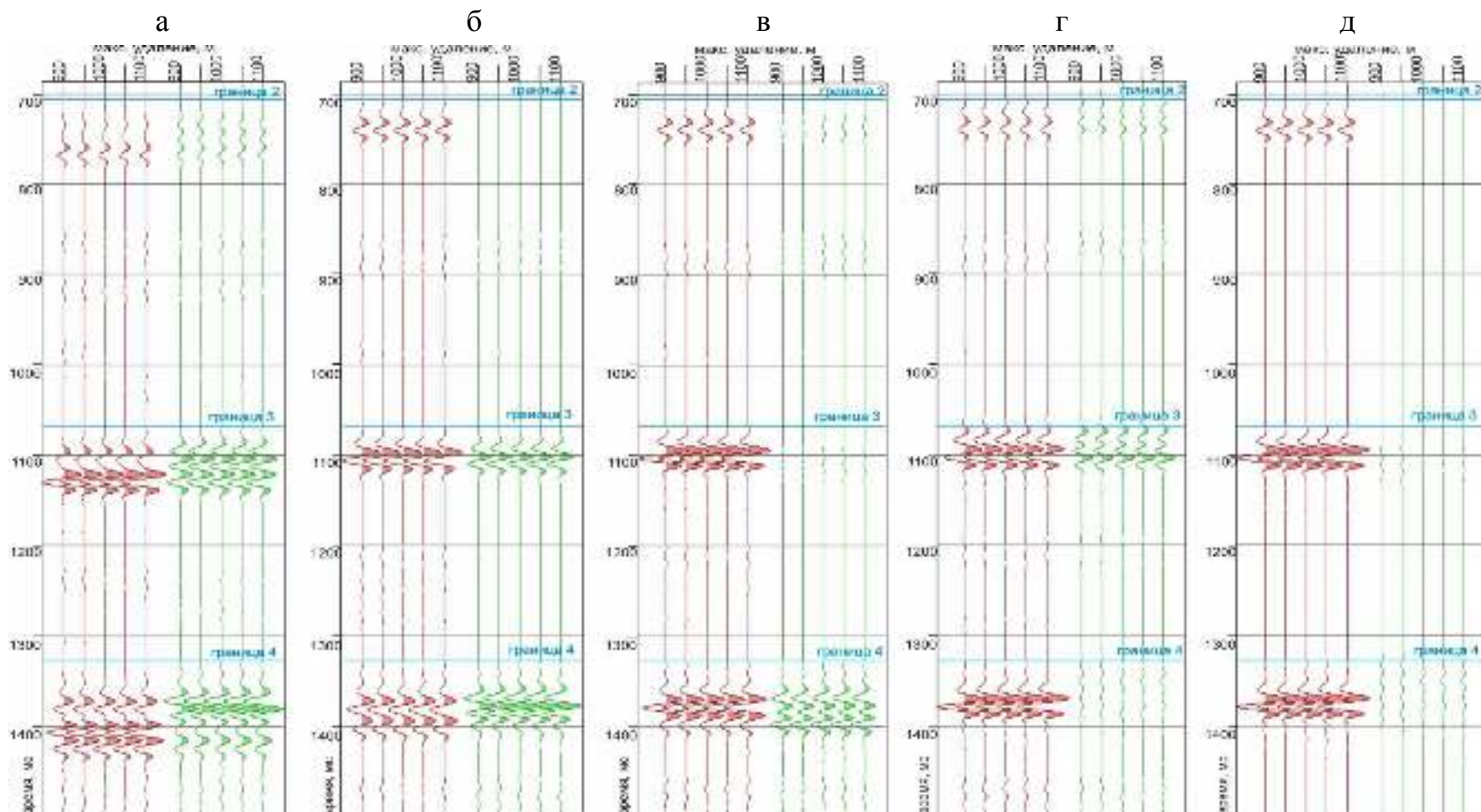


Рисунок 3.17 – Фрагменты временных разрезов для различных баз суммирования, X-компонента – коричневым, Y-компонента – зеленым: а) – исходные; б) – после компенсации расщепления в верхнем анизотропном слое PS-волн от границы 2; в) – от границы 3; г) – от границы 4 в верхнем и нижнем анизотропных слоях; д) – составной временной разрез, после полной компенсации расщепления всех отраженных PS-волн в своих временных окнах. Синими линиями показаны  $T_0$  для быстрых обменных волн, отраженных от всех границ.

### 3.3 Выводы к главе 3

В данном разделе описан способ компенсации расщепления отраженных обменных волн, который учитывает изменение временной задержки в зависимости от удаления источник-приемник. Рассмотрена модель среды с большой мощностью анизотропных слоев, в которой применение данного способа позволяет полностью скомпенсировать расщепление PS-волн в анизотропных слоях. Переменные временные задержки рассчитываются как разность годографов отраженных PS-волн, для получения которых используется скоростной анализ отдельно по сейсмограммам быстрой и медленной обменных волн. Временные задержки пересчитываются для PS-волн от разных горизонтов путем нахождения точек на годографах, в которых равны кажущиеся скорости. При применении данного способа компенсации расщепления обменных волн, отраженных от каждой границы, нужно проводить в соответствующем им временном окне, поскольку временные задержки для волн, отраженных от различных горизонтов, различаются.

Компенсация дает возможность избавиться от интерференционной формы импульса, что позволяет более точно провести скоростной анализ. Также компенсация расщепления в верхнем анизотропном слое, PS-волн, отраженных от подошвы нижнего анизотропного слоя, позволяет успешно определить поляризацию обменных волн и скомпенсировать их расщепление в нижнем анизотропном слое.

Показана возможность получения достоверных кинематических характеристик разделенных в процессе поляризационного анализа быстрой и медленной обменных волн, отраженных от подошвы нижнего анизотропного слоя, путем проведения скоростного анализа в негиперболическом режиме. Сейсмограммы после проведения такой процедуры компенсации могут быть использованы для проведения AVO анализа по отраженным обменным волнам, а годографы обменных волн  $PS_1$  и  $PS_2$ , полученные при проведении скоростного анализа отдельно по компонентам быстрой и медленной волны, могут применяться



для решения обратных задач, связанных с определением упругих параметров среды.

На временных разрезах компенсация позволяет восстановить форму импульса волны, падающей на границу, что значительно улучшает прослеживаемость всех отраженных волн, позволяет однозначно осуществлять привязку отражающих горизонтов и улучшает качество сейсмического изображения.

Недостатком описанного метода является его строгая корректность только для горизонтально-слоистой среды, содержащей однородные анизотропные слои, в которых индикатрисы всех волн симметричны относительно вертикальной оси второго порядка, поскольку только в этом случае линейные годографы всех отраженных волн являются симметричными, и кажущаяся скорость для фиксированного удаления источник-приемник постоянна на всех интервалах распространения волны. В разрезе, характерном для ЮТЗ и прилегающих территорий, где весь кембрийский комплекс с хорошей точностью описывается субгоризонтальным залеганием границ, описанный способ может быть успешно применен. В районах с более сложным строением необходимо разрабатывать существенно более сложный алгоритм, основанный на комбинировании подходов, изложенных в данной главе с идеями статьи [Grechka and Tsvankin, 2002].

При обработке экспериментальных данных с применением данного способа компенсации для того чтобы предотвратить ошибки в определении переменных  $\Delta t$  необходимо точно определять статические поправки за ПП и ПВ, что позволяют делать наблюдения по системе многократных перекрытий. Статические поправки за ПВ для обменных волн обычно такие же, как и для отраженных Р-волн, и в процессе обработки корректируются незначительно. Статические поправки за ПП для обменных волн рассчитываются, исходя из предполагаемого значения скорости поперечной волны в ВЧР, а затем корректируются путем корреляции горизонтов на разрезах ОПП. По величине они, как правило, больше статических поправок за ПВ. Любые небольшие ошибки в скоростях приведут к более значительным искажениям в статике за ПП, чем за ПВ. Ис-

пользование в качестве исходных данных сейсмограмм ОПП позволяет минимизировать влияние ошибок в определении статических поправок за ПП. Кроме того, при обработке данных не должно применяться никаких процедур, искажающих соотношение амплитуд горизонтальных компонент, поскольку это приведет к ошибкам при проведении поляризационного анализа.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе диссертационного исследования была разработана методика компенсации расщепления отраженных PS-волн в неоднородной азимутально-анизотропной ВЧР. Поляризационный анализ по суммотрассам ОПП позволяет определить переменные по латерали параметры расщепления. Скоростной анализ отдельно по сейсмограммам  $PS_1$  и  $PS_2$  дает возможность более точно определить параметры расщепления. Применение методики при обработке экспериментальных данных в ЮТЗ и на прилегающих к ней территориях позволяет увеличить точность кинематических и динамических оценок отраженных обменных волн и повысить качество построения сейсмических изображений.

Для случаев, когда временная задержка между быстрой и медленной волной существенно меняется в зависимости от удаления источник-приемник, был создан более сложный способ компенсации, описанный в главе 3. Согласно ему, для компенсации расщепления необходимо использовать переменную  $\Delta t(x)$ , которая определяется как разность годографов волн  $PS_1$  и  $PS_2$ , определенных по результатам скоростного анализа сейсмограмм разделенных обменных волн. Показана возможность пересчета временных задержек, полученных для обменных волн от подошвы верхнего анизотропного слоя, для компенсации расщепления в этом слое PS-волн, отраженных от любой из границ, исходя из критерия равенства кажущихся скоростей, определенных по годографам ОПП.

Данный способ тестировался только на синтетических данных. Результаты обработки этих данных совпадают с заложенными в модели параметрами и таким образом подтверждается достоверность получаемых результатов. В распоряжении автора не было экспериментальных данных, где были бы значительные изменения  $\Delta t$  в зависимости от удаления источник-приемник. Однако, в ЮТЗ и на прилегающих к ней территориях кембрийский комплекс характеризуется горизонтально-слоистым строением, и если азимутально-анизотропные

слои, залегают не в ВЧР, а на больших глубинах, то описанный в главе 3 способ может быть успешно там применен.

Описанные в диссертационной работе способы компенсации подразумевают использование стандартных пакетов обработки, например, ProMAX (Landmark), в котором обрабатывались данные, представленные в работе. Для специфических процедур, которые включены в граф обработки, применяются стандартные модули, присутствующие в любом обрабатывающем пакете. Например, для определения переменных временных задержек между расщепленными обменными волнами используется модуль скоростного анализа, а для введения этих задержек – модуль ввода статики. Параметры расщепления определялись с помощью технически усовершенствованного модуля поляризационного анализа, который позволяет определять  $\theta$  и  $\Delta t$  в каждой точке наблюдения. Использование стандартной реализации поляризационного анализа из пакета ProMAX занимает больше времени, однако также является возможным. Применение стандартных пакетов обработки значительно упрощает внедрение методики в сервисных геофизических организациях.

Таким образом, задачи, поставленные перед диссертационным исследованием, успешно решены.

Задачами дальнейших исследований в данном направлении являются:

1. Создание алгоритма ввода переменных компенсационных сдвигов для PS-волн, отраженных от различных границ, не как статических для каждого отражения, а как переменных во времени, по аналогии с вводом кинематических поправок.
2. Создание алгоритма компенсации расщепления PS-волн в неоднородных азимутально-анизотропных средах для систем наблюдения 3D-3C.

**СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ**

ЗМС – зона малых скоростей

ВЧР – верхняя часть разреза

ВСП – вертикальное сейсмическое профилирование

ОПП – общий пункт приема

ОСТ – общая средняя точка

ОТВ – общая точка возбуждения

ОТО – общая точка обмена

ФВК – функция взаимной корреляции

ЮТЗ – Юрубчено-Тохомская зона



## ЛИТЕРАТУРА

1. Афолина Е.В. Анализ целевой функции невязки времен при определении скоростной модели по данным ВСП. / Афолина Е.В. // Тезисы доклада на VI Международной научно-практической конференции "Геофизика-2007". – Санкт–Петербург. – 2007. – С. 69–71.

2. Афолина Е.В. Технология обработки многокомпонентных данных в Восточной Сибири с применением процедуры компенсации анизотропии ВЧР. / под ред. С.В. Аплонова, В.П. Кальварской, В.Н. Трояна. // Геофизические методы исследования Земли и ее недр: Материалы VII Международной науч.-практ. конференции "Геофизика-2009". – СПб.: Соло – 2010. – С. 41–45.

3. Афолина Е.В. Проблемы изучения многослойных азимутально-анизотропных сред. / Афолина Е.В. // Трофимуковские чтения молодых ученых – 2011: Труды всероссийской молодежной научной конференции с участием иностранных ученых, посвященной 100–летию академика А.А. Трофимука. – Новосибирск: РИЦ НГУ. – 2011. – С. 350–353.

4. Афолина Е.В. Результаты изучения азимутальной анизотропии геологического разреза по данным многоволнового ВСП и 3D наблюдениям на продольных волнах. / Афолина Е.В., Бекешко П.С. // VII Международный науч.-техн. конкурс-конф. молодых специалистов "Геофизика-2011" (Санкт-Петербург, 3-7 окт. 2011): Сб. тез. – СПб. – 2011. – С. 45–49.

5. Афолина Е.В. Моделирование волновых процессов в анизотропных упругих средах. / Афолина Е.В., Вишневикий Д.М., Горшкалев С.Б., Карстен В.В., Лисица В.В., Чеверда В.А. // Тезисы доклада на второй конференции и выставке "Суперкомпьютерные технологии в нефтегазовой отрасли", Москва, 16-18 декабря 2011 г. – Москва, 2011. – [Электронный ресурс], [http://www.hpc-oilgas.ru/hpc-oilgas/files/016\\_2011HPC\\_Woscov\\_Anisotropy\\_01.pdf](http://www.hpc-oilgas.ru/hpc-oilgas/files/016_2011HPC_Woscov_Anisotropy_01.pdf).

6. Афолина Е.В. Компенсация анизотропии ВЧР при обработке трехкомпонентных профильных данных в Восточной Сибири. / Афолина Е.В.,

Горшкалев С.Б., Карстен В.В. // IX Международный научный конгресс «Интерэкспо ГЕО–Сибирь–2013». Международная научная конференция «Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология». Сборник материалов. – 2013. – Т. 3. – Новосибирск: СГГА. – С. 209–214.

7. Бабич В. М. Лучевой метод вычисления интенсивности волновых фронтов в случае упругой неоднородной анизотропной среды. / Бабич В. М. // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. – Ленинград: Наука, 1961. – Вып. 5. – С. 36–46.

8. Бахаревская Т.М. О выделении тонких пластов в кровле палеозойских отложений Саратовского Поволжья по данным обменных отраженных волн PS. / Бахаревская Т.М. // Поперечные и обменные волны в сейсморазведке. – М.: Недра, 1967. – С. 210-219.

9. Бахаревская Т.М. Экспериментальное изучение поляризации обменной волны типа PS, отраженной от наклонной границы раздела. / Бахаревская Т.М., Бродов Л.Ю., Оболенцева И.Р., Пузырев Н.Н. // Поперечные и обменные волны в сейсморазведке. – М.: Недра, 1967. – С. 203–209.

10. Бахаревская Т.М. О выделении сбросов малой амплитуды по данным обменных отраженных волн PS. / Бахаревская Т.М., Бродов Л.Ю. // Поперечные и обменные волны в сейсморазведке. – М.: Недра, 1967. – С. 219-227.

11. Берденникова Н.И. О некоторых проявлениях анизотропии в слоистой среде при работе на поперечных волнах. / Берденникова Н.И. // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. – Ленинград: ЛГУ, 1959. – Вып. 2. – С. 187–196.

12. Боганик В.Н. Словарь терминов разведочной геофизики. / Боганик В.Н.; Под ред. А.И. Богданова – М.: Недра, 1989. – 183 с.

13. Боганик Г. Н. Сейсморазведка: Учебник для вузов./ Боганик Г. Н., Гурвич И. И. – Тверь: Издательство АИС, 2006. – 744с.

14. Гамбурцев Г.А. Основы сейсморазведки. / Гамбурцев Г.А. – М: Гос. научно-техн. изд-во. нефтяной и горно-топливной лит-ры, 1959 –378 с.

15. Гольдин С.В. Сейсмические волны в анизотропных средах. / Гольдин Невский С.В.; отв. ред. Конторович А.Э., Эпов М.И. – Новосибирск: СО РАН, 2008. – 375 с.

16. Горшкалев С. Б. Разработка способов экспериментального изучения анизотропии осадочных отложений методами многоволновой сейсморазведки: Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук. / Горшкалев С. Б. – Новосибирск, 2001 – 166 с.

17. Горшкалев С.Б. Использование комплекса продольных и обменных волн для анализа анизотропии трещиноватых коллекторов./ Горшкалев С.Б., Карстен В.В., Лебедев К.А., Тригубов А.В.// Труды школы-семинара «Физика нефтяного пласта». – 2002 –с. 246–253.

18. Горшкалев С.Б. Тестирование процесса поляризационной обработки обменных PS-волн для оценки анизотропии трещиноватых коллекторов ЮТЗ по данным математического моделирования. / Горшкалев С.Б., Карстен В.В., Лебедев К.А., Тригубов А.В., Волков Г.В. // Геология и геофизика. – 2004 – Вып. 45. – № 6. – с. 760–773.

19. Горшкалёв С.Б. Технология обработки многокомпонентных данных в Восточной Сибири / Горшкалёв С.Б., Афолина Е.В., Карстен В.В., Корсунов И.В. //Сборник докладов XI международной научно-практической конференции «Геомодель 2009» – Геленджик. – 2009 . – С. 176–179.

20. Горшкалёв С.Б. Технология обработки многокомпонентных данных на Сибирской платформе с применением процедуры компенсации анизотропии верхней части разреза. / Горшкалёв С.Б., Афолина Е. В., Карстен В. В., Корсунов И. В. // Технологии сейсморазведки – 2011 – № 2. – С. 70 — 78.

21. Горшкалев С.Б. Результаты изучения азимутальной анизотропии среды на Пеляткинской площади по данным многоволнового ВСП и сейсморазведки 3D. / Горшкалев С.Б., Карстен В.В., Афолина Е.В., Бекешко П.С., Корсунов И.В. // Технологии сейсморазведки. – 2011. – № 3. – С. 60-70.

22. Горшкалёв С.Б. Компенсация расщепления отраженных обменных волн с переменными параметрами, зависящими от удаления точки приема. /

Горшкалёв С.Б., Афолина Е.В., Карстен В.В. // Технологии сейсморазведки. – 2014. – № 2. – С. 24-33.

23. Гурвич И.И. Интерпретация данных сейсморазведки в случае анизотропной среды. / Гурвич И.И. // Изв. АН СССР. Серия географ и геофиз. – 1940. – № 5. – С. 108–116.

24. Каштан Б.М. О вычислении геометрического расхождения в кусочно-однородных анизотропных средах. / Каштан Б.М. // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. – Ленинград: Наука, 1982. – вып. 22. – с. 14–23.

25. Конторович А.Э. Геологическое строение и условия формирования гигантской Ютубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления в верхнем протерозое Сибирской платформы. / Конторович А.Э., Изосимова А.Н., Конторович А.А., Хабаров Е.М., Тимошина И.Д. // Геология и геофизика. – 1996. – т. 37. – № 8. – С. 166 — 195.

26. Ляховицкий Ф.М. Анализ анизотропии скоростей сейсмических волн в тонкослоистых периодических средах. / Ляховицкий Ф.М., Невский М.В. // Физика Земли. – 1970. – № 9. – С. 12–21.

27. Мельников Н.В. Зоны нефтегазонакопления в районах проведения геолого-разведочных работ Лено-Тунгусской провинции. / Мельников Н.В., Мельников П.Н., Смирнов Е.В. // Геология и геофизика. – 2011. – т.52. – №8. – С. 1151 – 1163.

28. Многоволновые сейсмические исследования. / под ред. Пузырева Н.Н. – Новосибирск: Наука, 1987. – 214 с.

29. Невский М.В. Квазианизотропия скоростей сейсмических волн. / Невский М.В. – М.: Наука, 1974. – 178 с.

30. Нефедкина Т.В. Выделение малоамплитудных сбросов по данным многоволновой сейсморазведки в Прикаспийской впадине. / Нефедкина Т.В., Пономарева Л.Н., Горшкалев С.Б. // Многоволновые сейсмические исследования. – Новосибирск: Наука, 1987. – С. 174 – 180.

31. Нефедкина Т.В. Выделение обменных отраженных PS- волн по систе-

ме ОГТ с несимметричными выборками. / Нефедкина Т.В. // – Геология и геофизика. – 1980. – №3. – С. 113 – 122.

32. Нефедкина Т.В. Цифровая обработка обменных отраженных волн. / Нефедкина Т.В., Кондакова Г.П., Олейник Л.В. // Геология и геофизика. – 1980. – №4. – С. 67 – 77.

33. Никольский А.А. К вопросу об обработке PS– и SS– волн в анизотропных средах. / Никольский А.А. // Алгоритмические проблемы обработки данных сейсморазведки. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. – С. 66–79.

34. Никольский А.А. Поляризация обменных отраженных PS- волн в анизотропных средах. / Никольский А.А. // Исследования распространения сейсмических волн в анизотропных средах. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. – С. 118–129.

35. Оболенцева И.Р. Алгоритм разделения квазипоперечных волн в анизотропных средах. / Оболенцева И.Р., Горшкалев С.Б. // Физика Земли. – 1986. – № 2. – С. 101–105.

36. Оболенцева И.Р. 50 лет исследования сейсмической анизотропии в России. / Оболенцева И.Р., Чичина Т.И. // Геология и геофизика. – 2010. – №10. – С. 1452 – 1470.

37. Петрашень Г.И. Распространение волн в анизотропных упругих средах. / Петрашень Г.И. – Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1980. – 280 с.

38. Поперечные и обменные волны в сейсморазведке. / под ред. Пузырева Н.Н. – М.: Недра, 1967. – 287 с.

39. Пузырев Н.Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. / Пузырев Н.Н. – М.: Гостоптехиздат, 1959. – 450 с.

40. Пузырев Н.Н. Поляризация продольных и обменных отраженных волн на горизонтальной поверхности наблюдений в случае наклонных границ раздела. / Пузырев Н.Н., Оболенцева И.Р.// Поперечные и обменные волны в сейсморазведке. – М.: Недра, 1967. – 287 с.

41. Пузырев Н.Н. Возбуждение поперечных сейсмических волн импульсными источниками. / Пузырев Н.Н., Тригубов А.В., Куликов В.А. и др. –



Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. – 190 с.

42. Пузырев Н.Н. Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн. / Пузырев Н.Н., Тригубов А.В., Бродов Л.Ю. и др. – М: Недра, 1985. – 277 с.

43. Пузырев Н.Н. Экспериментальные исследования анизотропии скоростей в осадочных отложениях по наблюдениям на поперечных волнах. / Пузырев Н.Н., Оболенцева И.Р., Тригубов А.В., Горшкалев С.Б. // Геология и геофизика. – 1983. – № 11. – С. 8–19.

44. Результаты изучения скоростной характеристики разреза и строения околоскважинного пространства по данным ВСП скважины ОМ-10. Отчёт по договору №404-42. / Отв. Исп. Горшкалев С.Б. – 2005.

45. Ризниченко Ю.В. О сейсмической квазианизотропии. / Ризниченко Ю.В. // Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз. – 1949. – №6 – С. 518-543.

46. Сибиряков Б.П. Анизотропия и дисперсий упругих волн в слоистых и периодических структурах. / Сибиряков Б.П., Максимов Л.А., Татарников М.А. – Новосибирск: Наука «Сибирское отделение», 1980. – 73с.

47. Тригубов А.В. Экспериментальное изучение анизотропии осадочных пород по скважинным данным. / Тригубов А.В., Горшкалев С.Б. // Математические проблемы интерпретации данных сейсморазведки. – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 206–217.

48. Федоров Ф.И. Теория упругих волн в кристаллах. / Федоров Ф.И. – М.: Наука, 1965. – 386 с.

49. Хаттон Л. Обработка сейсмических данных. Теория и практика. / Хаттон Л., Уэргдингтон М., Мейкин Дж. – Москва: «Мир», 1989. – 215 с.

50. Чесноков Е.М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. / Чесноков Е.М. – М.: Наука, 1977. – 134 с.

51. Шехтман Г.А. Этапы и тенденции развития многоволновой сейсморазведки. / Шехтман Г.А., Коротков И.П. // Технологии сейсморазведки. – 2012. – №4. – с. 5 – 14.

52. Alford R. Shear data in the presence of azimuthal anisotropy: Dilley, Tex-

as. / Alford R. // Expanded Abstracts of 56th Ann. Intern. Mtg., Soc. Explor. Geophys. – 1986. – P. 476–479.

53. Afonina E.V. Layer-stripping with Offset Variable Parameters Compensating for the Reflected PS-waves Splitting in an Azimuthally Anisotropic Layer. / Afonina E.V., Gorshkalev S.B., Karsten W.V. // Тезисы 5-ой Международной конференции и выставки «Санкт-Петербург 2012. Науки о Земле: новые горизонты в освоении недр», 2-5 апреля 2012 г. – Санкт-Петербург, 2012. – B015.

54. Bale R. Robust estimation of fracture directions from 3-D converted-waves. / Bale R., Li J., Mattocks B., Ronen S. // Expanded Abstracts of 70th Ann. Intern. Mtg., Soc. Explor. Geophys. – 2005. – P. 889–892.

55. Batzle M. L. Microcrack closure in rocks under stress: direct observation. / Batzle M. L., Simmons G., Siegfried R. W. // Journal of Geophys. Res.: Solid Earth. – 1980. – V. 85 – P. 7072-7090.

56. Brodov L.J. Exclusion Of The Seismic Signal Distortions In Overburden On 3-C Data Processing. / Brodov L.J., Ryjkov V.I. // Expanded Abstracts of 57<sup>th</sup> EAGE Conference and Technical Exhibition. – 1995.

57. Cary P. A simple method for resolving large converted-wave (P-SV) statics. / Cary P., Eaton D. // Geophysics – 1993. – V. 58 – N. 3 – P. 429-433.

58. Castle R. J. Shifted hyperbolas and normal moveout. / Castle R. J. // SEG Expanded Abstracts. – 1988. – P. 894-896.

59. Castle R. J. A Theory of normal moveout. / Castle R. J. // Geophysics – 1994. – V. 59. – N. 6. – P.983 — 999.

60. Chung W. Y. Gathering mode-converted shear waves: a model study. / Chung W. Y., Corrigan D. // Expanded Abstracts of 55th Ann. Internal. Mtg., Soc. Expl. Geophys. – 1985. – P. 602-604.

61. Claerbout Jon F. Snell Waves. / Claerbout Jon F. // Stanford Exploration Project Report – 1978 – N. 15 – P. 57-71.

62. Crampin S. A Comment on “The Early Structural Evolution and Anisotropy of the Oceanic Upper Mantle”. / Crampin S. // Geophys. J. R. astr. Soc. – 1976. – V. 46. – P. 193-197.

63. Crampin S. Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy. / Crampin S. // *Nature*. – 1987. – V. 328. – P. 491-496.

64. Dellinger J. Same cable, different vector fidelity: a case study of the Seneca Lake and Valhall LoFS OBS datasets. / Dellinger J., Clarke R. // *SEG Int'l Exposition and 74<sup>th</sup> Annual Meeting*. – 2004.

65. Eaton D. W. S. Depthvariant converted-wave stacking. / Eaton D. W. S., Slotboom R. T., Stewart R. R., Lawton D. C. // *Expanded Abstracts of 60th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys.* – 1990. – P. 1107-1110.

66. Gaiser J. E. 3-D converted shear-wave rotation with layer stripping. / Gaiser J. E. // *U.S. Patent*. – 1997. – № 5610875.

67. Gaiser J.E. Applications for vector coordinate systems of 3-D converted-wave data. / Gaiser J.E. // *The Leading Edge*. – 1999. – N. 11. – P. 1290-1300.

68. Gaiser J.E. Advantages of 3-D PS-wave data to unravel S-wave birefringence for fracture detection. / Gaiser J.E. // *Expanded Abstracts of Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys.* – 2000. – P. 1201-1204.

69. Gaiser J.E. Green River basin 3-D/3C case study for fracture characterization: Analysis of PS-wave birefringence. / Gaiser J.E., Van Dok R. // *Expanded Abstracts of Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys.* – 2001. – P. 764-767.

70. Garotta R. Shear waves from acquisition to interpretation. / Garotta R. // *SEG distinguished instructor short course No. 3*. – SEG: Tulsa. – 1999. – 230 p.

71. Gorshkalev S.B. Evidence for Rapid Variations of Azimuthal Anisotropy in the Near Surface: An Example from Eastern Siberia, Russia. / Gorshkalev S.B., Karsten W.V., Lebedev K.A., Korsunov I.V. // *J. Seismic Expl.* – 2007. – V. 16. – P. 319-330.

72. Gorshkalev S.B. Polarization processing of PS waves for estimation of anisotropy in fractured reservoirs, the Yurubchen-Tokhomo petroleum province: testing new algorithm. / Gorshkalev S.B., Karsten W.V., Lebedev K.A., Trigubov A.V., Volkov G.V. // *Russian geology and geophysics*. – 2004. – V.45. – N6. – P. 716-728.

73. Gorshkalev S.B. Modification of layer stripping technique for strong anisotropy. / Gorshkalev S.B., Karsten W.V. // *Extended Abstracts of EAGE 57th con-*

ference. – 1995. – V. 1. – P025.

74. Grechka V. PP + PS = SS. / Grechka V., Tsvankin I. // *Geophysics*. – 2002. – V. 67. – N. 6. – P. 1961–1971.

75. Gumble J.E. Characterization of the layered anisotropic media from prestack PS-wave reflection data. / Gumble J.E., Gaiser J.E. // *Geophysics*. – 2006. – V. 71. – N. 5. – P. D171-D182.

76. Haacke R. Ross Layer stripping of shear-wave splitting in marine PS waves. / Haacke R. Ross, Graham K Westbrook, Sheola Peacock // *Geophys. J. Int.* – 2009. – N 176. –P. 782-804.

77. Harrison M.P. Processing of P-SV Surface-Seismic data: Anisotropy Analysis, Dip Moveout and Migration. A dissertation submitted to the faculty of graduate studies in partial fulfillment of the requirements for the degree of doctor of philosophy. / Harrison M.P. // The University of Calgary. – Calgary, Alberta. – 1992. – 246 p.

78. Helbig K. 75-plus years of anisotropy in exploration and reservoir seismics: A historical review of concepts and methods. / Helbig K., Thomsen L. // *Geophysics*. – 2005. – V. 70. – N. 6. – P. 9ND-23ND.

79. Hess H. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. / Hess H. // *Nature*. – 1964. – N 203. – P. 629-631.

80. Igel H. Extracting shear-wave polarizations from different sources orientations, synthetic modelling. / Igel H., Crampin S. // *J. Geophys. Res.* – 1990. – V. 95. – P. 11283–11292.

81. Karsten W.V. Layer stripping technique for multicomponent surface seismics. / Karsten W.V., Gorshkalev S.B // *Extended Abstracts of EAGE 58th conference*. – 1996. – V. 1. – P009.

82. Li S. Layer Stripping of anisotropic media. / Li S., Li Z. // *SEG Global Meeting Abstracts* – 2011. – P. 51

83. Li X. Anisotropy parameters estimation from multi-component seismic data. / Li X., Wang P., Li B., Hu T.// – *Proceedings of the 10th SEGJ International Symposium*. – 2011. – P. 1-4.

84. Li X.-Y. Fracture detection using P-P and P-S waves in multicomponent sea-floor data. / Li X.-Y. // Expanded Abstracts of 68th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys. – 1998. – P. 2056-2059.

85. Li X.-Y. Interpreting data matrix asymmetry and polarization changes with depth in multicomponent reflection surveys. / Li X.-Y., MacBeth C. // SEG Expanded Abstracts. – 1995. – V.14. – PP6.6 – P. 719-722.

86. Lisitsa V. Lebedev scheme for the numerical simulation of wave propagation in 3D anisotropic elasticity. / Lisitsa V., Vishnevskiy. D. // Geophysical Prospecting. – 2010. – V. 58. – 4. – P. 619 — 635.

87. Lou M. Shear-wave splitting and fracture orientation analysis from PS waves – examples from synthetic and field OBC data. / Lou M., Zhang Y., Pham L.D. // Expanded Abstracts of SEG Int'l expositional and annual meeting – 2001. – P. 94 – 97.

88. Mallick S. Fracture orientation from marine air-gun OSS data. / Mallick S., Frazer L.N. // Expanded Abstracts 60-th SEG Mtg. – 1990. –P 1448 – 1451.

89. MacBeth C. Interpreting data matrix asymmetry in near-offset, shear-wave VSP data. / MacBeth C., Xinwu Zeng, Yardley G. S., Crampin S. // Geophysics. – 1994. – V. 59. – N. 2. – P. 176-191.

90. MacBeth C. Shear wave analysis for azimuthal anisotropy using pseudo rotation of marine VSP. / MacBeth C. // Extended Abstracts 58-th EAGE Meeting. – 1996. –V.2 – C022.

91. Morris G. G. Velocity anisotropy and delay-time maps of the mantle near Hawaii. / Morris G. G., Raitt R. W., Shor G. G. // J. Geophys.Res. – 1969. – V. 74. – P. 4300.

92. Naville Ch. Detection of anisotropy using shear-wave splitting in VSP surveys: requirements and applications. / Naville Ch. // Expanded Abstracts of 56th Ann. Intern. Mtg., Soc. Explor. Geophys. – 1986. – P. 481–484.

93. Nemat-Nasser S. Compression-induced nonplanar crack extension with application to splitting, exfoliation, and rock burst. / Nemat-Nasser S., Horii H. // Geophys. Res. – 1982. – V. 87. – P. 6805-6821.



94. Nur A. Stress-Induced Velocity anisotropy in rocks: an experimental study. / Nur A., Simmons G. // *Journal of geophysical research.* – 1969. – V. 74. – N 27. – P. 6667–6674.
95. Postma G.W. Wave propagation in a stratified medium. / Postma G.W. // *Geophysics.* – 1955. – V. 20. – N. 4. – P. 780–806.
96. Raitt R. W. Anisotropy of the Pacific upper mantle. / Raitt R. W., Shor G. G., Francis To. J. G., Morris G. G. // *J. geophys. Res.* – 1969. – V. 74. – P. 3095-3109.
97. Shih X.R. An automated analytic method to determine shear-wave splitting. / Shih X.R., Meyer R.P., Schneider J.F. // *Tectonophysics.* – 1989. – V.165. – P. 271-278.
98. Simmons G. Microcracks in rocks. / Simmons G., Richter, D. // *The Physics and chemistry of minerals and rocks*, Edited by Strens R. G. J. – John Wiley and Sons. – 1976. – P. 105-137.
99. Simmons James L. Jr. Converted-wave splitting estimation and compensation. / Simmons James L. Jr. // *Geophysics.* – 2009. – V. 74. – N. 1. – P. D37-D48.
100. Tessmer G. Common reflection point data-stacking technique for converted waves. / Tessmer G., Behle A. // *Geophys. Prosp.* – 1988. – N. 36. – P. 661-688.
101. Thomsen L. Coarse-layer stripping of vertically variable azimuthal anisotropy from shear-wave data. / Thomsen L., Tsvankin I., Mueller C. // *Geophysics.* – 1999. – V. 64. – N. 4. – P. 1126-1139.
102. Thomsen L. Understanding seismic anisotropy in exploration and exploitation. / Thomsen L. // *SEG/EAGE Distinguished Instructor Short Course Lecture Notes*, 5. – SEG – 2002.
103. Thomsen L. Weak elastic anisotropy. / Thomsen L. // *Geophysics.* – 1986. – V. 51. – N. 10. – P. 1954-1966.
104. Tsvankin I. Seismic anisotropy in exploration and reservoir characterization: An overview. / Tsvankin I., Gaiser J., Grechka V., Baan M., Thomsen L. // *Geophysics.* – 2010. – V. 75. – N. 5. – P. 75A15–75A29.

105. Wang L. Estimating anisotropic parameters from PS converted-wave data: a case study. / Wang L., Dai H., Li X.-Y. // Expanded Abstracts of Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys. – 2006. – P. 1218–1222.

106. Whale R. Estimating and compensating for anisotropy observed in PS data for Heavy Oil reservoir. / Whale R., Bale R., Poplavskii K., Douglas K., Li X., Slind Ch. // Expanded Abstracts of Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys. – 2009. – P. 1212–1216.

107. Winterstein D.F. Changes in shear-wave polarization azimuth with depth in Cymruc and Railroad Gap oil fields. / Winterstein D.F., Meadows M.A. // Geophysics. – 1991. – V. 56. – N 9. – P. 1349–1364.

108. Winterstein D.F. Shear-wave polarization and subsurface stress directions at Lost Hills field. / Winterstein D.F., Meadows M.A. // Geophysics. – 1991. – V. 56. – N 9. – P. 1331–1348.

109. Winterstein D.F. Twelve years of vertical birefringence in nine-component VSP data. / Winterstein D.F., De G.S., Meadows M.A. // Geophysics. – 2001. – V. 66. – N 2. – P. 582–597.

110. Yilmaz O. Seismic data processing. / Yilmaz O.; editor Doherty S.M. – SEG: Tulsa, 1987. – V. 1. – 1000 p.

111. Zhang Ch. Shear wave birefringence analysis: an integrative scheme. / Zhang Ch. // – Expanded Abstracts of Intern. Mtg., Soc. Explor. Geophys. – 2012. – P. 1–5.